

Баланс энергии в полярном мезоциклоне над Баренцевым морем

Д. А. Яровая , В. В. Ефимов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 darik777@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 03.07.2022; одобрена после рецензирования 14.09.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать влияние морского ледового покрова на интенсивность полярного мезомасштабного циклона, существовавшего 15–16 марта 2021 г. над Баренцевым морем.

Методы и результаты. Для численного исследования циклона использовалась полярная версия мезомасштабной модели *WRF*. Проведен численный эксперимент, в котором морской лед в расчетной области заменили водой с температурой 271,46 К. Чтобы выявить основные факторы усиления полярного мезомасштабного циклона, использовали уравнение баланса средней по пространству кинетической энергии циклона. Рассмотрены основные составляющие уравнения баланса кинетической энергии: работа силы, обусловленной радиальным градиентом давления, F_{pres} , влияние адвекции и работа инерционных сил Adv , а также работа силы турбулентного трения F_{fric} . Получено, что удаление морского льда из расчетной области привело к уменьшению интенсивности полярного мезомасштабного циклона. Проведено количественное сравнение величин F_{pres} , Adv и F_{fric} в основном расчете и в эксперименте и показано, что уменьшение интенсивности произошло в основном в результате уменьшения F_{pres} и Adv .

Выводы. Уменьшение F_{pres} является следствием того, что в основном расчете северная часть полярного мезомасштабного циклона располагалась над морским льдом и температура приповерхностного воздуха в этой части была на 25–30 °С ниже, чем в южной. Удаление морского льда привело к увеличению приповерхностной температуры воздуха на периферии циклона и уменьшению приповерхностного перепада давления между центром и периферией вихря. Уменьшение Adv связано с деформацией циклона в эксперименте, вследствие чего произошло увеличение пульсационной составляющей азимутальной и радиальной скорости. Оба этих фактора и привели к понижению интенсивности полярного мезомасштабного циклона в эксперименте.

Ключевые слова: полярный мезомасштабный циклон, мезомасштабное атмосферное моделирование, численный эксперимент, морской лед, модель *WRF*, баланс энергии

Благодарности: работа выполнена в рамках проекта FNNN-2021-0002 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата» (шифр «Взаимодействие океана и атмосферы»).

Для цитирования: Яровая Д. А., Ефимов В. В. Баланс энергии в полярном мезоциклоне над Баренцевым морем // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 5–20. EDN PCDVNM. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-5-20

Energy Balance in the Polar Mesoscale Cyclone over the Barents Sea

D. A. Iarovaia , V. V. Efimov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 darik777@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the paper is to study the effect of sea ice cover on the intensity of the polar mesoscale cyclone that took place on March 15–16, 2021 over the Barents Sea.

Methods and Results. To study the cyclone numerically, the polar version of the mesoscale WRF model was used. In the performed numerical experiment, the sea ice in the computational domain was replaced by water the temperature of which was 271.46 K. To identify the main factors amplifying the polar mesoscale cyclone, the balance equation for the space-average cyclone kinetic energy was applied. The basic components of the kinetic energy balance equation were considered: the work of pressure gradient force, F_{pres} , the advection effect and the work of inertial forces Adv , and also the work of turbulent friction force F_{fric} . It was found that the removal of sea ice from the computational domain had resulted in a decrease of the polar mesoscale cyclone intensity. The values of F_{pres} , Adv and F_{fric} in the main calculation were quantitatively compared to those in the experiment, and it was shown that the intensity decrease had become mainly a result of a decrease in F_{pres} and Adv .

Conclusions. Decrease of F_{pres} is a consequence of the fact that in the control run, the northern part of the polar mesoscale cyclone was located above the sea ice, and the surface air temperature in this part was 25–30 °C lower than in the southern one. The removal of sea ice led to an increase in surface air temperature at the cyclone periphery and to a decrease in the surface pressure drop between the vortex center and periphery. The Adv decrease is related to deformation of the cyclone in the experiment, which resulted in increase in the fluctuating component of the azimuthal and radial velocities. Both of these factors have led to a decrease of the polar mesoscale cyclone intensity in the experiment.

Keywords: polar mesoscale cyclone, mesoscale atmospheric modeling, numerical experiment, sea ice, WRF model, energy balance

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of project FNNN-2021-0002 “Fundamental studies of interaction processes in the ocean-atmosphere system determining regional spatial-temporal variability of natural environment and climate” (code “Ocean-atmosphere interaction”).

For citation: Iarovaia, D.A. and Efimov, V.V., 2023. Energy Balance in the Polar Mesoscale Cyclone over the Barents Sea. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 3-17. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-3-17

Введение

В зимнее время года в Северо-Европейском бассейне часто наблюдаются такие экстремальные явления погоды, как полярные мезомасштабные циклоны (ПМЦ) [1]. Согласно работе ¹ и [2], к ПМЦ относятся интенсивные (со скоростью приводного ветра больше 15 м/с) циклоны с диаметром до 600 км, которые возникают и усиливаются над морями в высоких широтах. В большинстве случаев формирование полярных мезоциклонов связано с вторжениями холодного воздуха на море [3, 4] и происходит над открытой водой в 100-километровой зоне от холодной суши или кромки морского льда [5], т. е.

¹ Noer G., Lien T. Dates and positions of Polar Lows over the Nordic Seas between 2000 and 2010 // Met.no Report. 2010. No. 16/2010. 7 p. URL: https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2010/_/attachment/download/5e0da025-5d16-42a7-a273-79ad860a6119:13dada8d9f3a71cd2c899b1b79f3b6e4bf81fe04/MET-report-16-2010.pdf (date of access: 10.01.2023).

в области больших горизонтальных градиентов приповерхностной температуры. В Северо-Европейском бассейне большинство ПМЦ образуются в области между о. Шпицберген и побережьем Норвегии [6, 7]. Это объясняется частыми вторжениями холодного воздуха из покрытой льдом северной части бассейна и клиновидной формой острова, которая способствует конвергенции над морем воздушных потоков, огибающих остров. Исследования роли, которую играет морской лед в усилении ПМЦ, проводились неоднократно. Результаты этих исследований неоднозначны.

Так, в климатическом исследовании ПМЦ Северо-Европейского бассейна по данным реанализа [6] не было выявлено заметной связи между частотой появления, интенсивностью ПМЦ и площадью морского льда. В [8] при помощи численных экспериментов на примере двух случаев 4 апреля 2007 г. и 29 января 2008 г. было показано, что морской ледовый покров к востоку от Шпицбергена влияет на развитие ПМЦ, хотя и несущественно.

В [9] рассматривался ПМЦ 29 февраля 2008 г., который рассеялся после выхода на область моря, покрытую морским льдом. Было получено, что удаление морского льда из расчетной области привело к увеличению продолжительности ПМЦ. В [2] по данным наблюдений было выявлено относительное увеличение количества ПМЦ в районе Шпицбергена в 2006–2013 гг. Вероятной причиной этого авторы [2] назвали сокращение ледового покрова в Баренцевом море в эти годы.

В [10] было показано, что сокращение ледового покрова Арктики привело к появлению ПМЦ там, где они ранее не наблюдались, а именно над морями, лежащими к востоку от Новой Земли (Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море). В [11] было проведено сравнение активности ПМЦ над восточным сектором Евразийской Арктики при аномально низкой (2007 г.) и аномально высокой (2014 г.) ледовитости и показано, что связь между количеством ПМЦ и площадью ледового покрова наблюдалась только для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

В данной работе, как и в предыдущих [12–14], мы продолжаем исследовать отдельные случаи интенсивных полярных мезоциклонов с целью выявления основных факторов их усиления. Цель работы – проверить, как изменение ледового покрова в районе о. Шпицберген повлияет на развитие интенсивного ПМЦ.

Методы исследования

Для исследования циклона использовалась полярная версия численной модели атмосферной циркуляции *WRF 4.1.1*, хорошо известная в литературе². В модели использовались 37 неравномерно расположенных по высоте *eta*-уровней с увеличенным разрешением в планетарном пограничном слое (ППС); количество уровней указано для несмещенной вертикальной сетки. Для параметризации ППС была выбрана схема *Yonsei University*. Для параметризации приповерхностного слоя использовалась схема *Revised MM5 Monin – Obukhov scheme*.

² A description of the advanced research WRF Version 3 / W. C. Skamarock [et al.]. University Corporation for Atmospheric Research, 2008. 113 p. (NCAR Technical Notes ; No. NCAR/TN-475+STR). <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>

Начальные и граничные условия были взяты из данных оперативного анализа *GFS* с пространственным разрешением $0,25^\circ$ и временным разрешением 6 ч. Результаты моделирования выводились с шагом 1 ч. Моделирование проводилось на двух вложенных расчетных сетках с разрешением 15 и 5 км. Температура поверхности моря при моделировании поддерживалась постоянной.

Чтобы определить, как повлиял на развитие ПМЦ лед в северной части Баренцева моря, был проведен численный эксперимент, в котором морской лед в расчетной области заменили открытой водой с температурой поверхности $271,46\text{ К}$ (температура замерзания морской воды). В других работах [8, 9] при проведении подобного эксперимента также использовалась температура замерзания морской воды, чтобы доопределить поле температуры поверхности моря после удаления морского льда.

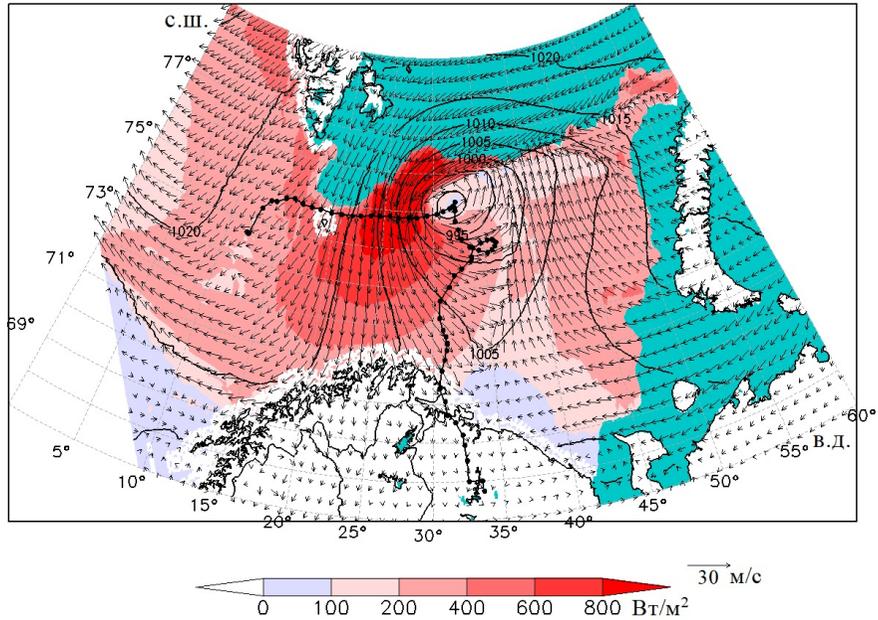
Для исследования структуры ПМЦ использовали цилиндрическую систему координат, центр которой совпадает с центром циклона и перемещается вместе с ним. Радиус ПМЦ определялся по положению последней замкнутой изобары в поле давления на уровне моря, изобары были проведены с шагом 1 гПа.

Для исследования механизмов усиления как тропических, так и среднеширотных циклонов используют уравнение баланса кинетической энергии циклона [15–17]. В зависимости от поставленной задачи можно рассматривать кинетическую энергию всех движений в области циклона (фоновый поток + циркуляция, связанная с циклоном), или только кинетическую энергию вращения, или только кинетическую энергию горизонтальных движений. Это позволяет непосредственно оценить вклад различных факторов на интересующую нас величину.

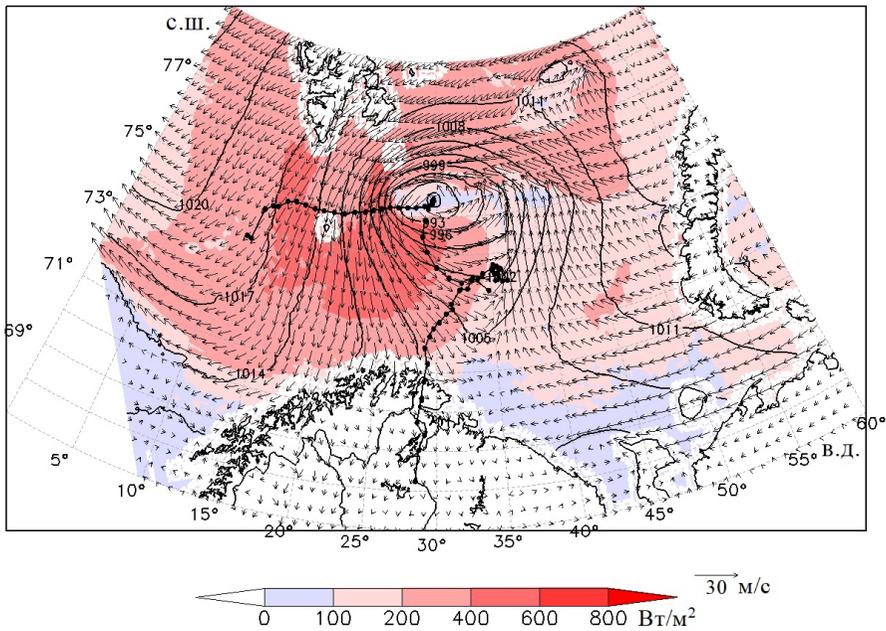
Описание ПМЦ и результаты основного расчета

В этом разделе кратко опишем развитие исследуемого полярного мезоциклона. Как видно из рис. 1, *a*, в марте северо-восточная часть рассматриваемой области была покрыта льдом. ПМЦ возник на границе Гренландского и Баренцева морей и в течение суток, с 06:00 15 марта до 06:00 16 марта 2021 г., постепенно усиливаясь, перемещался над морем на восток вдоль кромки льда. В 06:00 16 марта ПМЦ достиг зрелой стадии, приповерхностная скорость ветра в нем достигала 30 м/с, а суммарный (явный + скрытый) поток от поверхности моря – 1000 Вт/м^2 . Столь большие значения потока тепла обусловлены тем, что на протяжении всей стадии развития северная часть циклона находилась над льдом, в результате чего температура приповерхностного воздуха там была на $25\text{--}30\text{ }^\circ\text{C}$ ниже, чем в южной части. Перенос холодного воздуха с покрытой льдом части моря на открытое море привел к выхолаживанию там нижнего слоя высотой около 400 м и, как следствие, к значительному увеличению устойчивости (т. е. к большому вертикальному градиенту потенциальной температуры).

Отметим, что в восточной части области также наблюдался приход холодного воздуха из покрытой морским льдом области, но препятствие в виде горного хребта Новой Земли не давало развиваться большой приповерхностной скорости ветра, и потоки тепла там были относительно невелики (рис. 1).



a



b

Рис. 1. Суммарный поток тепла от поверхности моря ($\text{Вт}/\text{м}^2$), приводная скорость ветра ($\text{м}/\text{с}$) и давление на уровне моря (гПа) на зрелой стадии развития циклона для основного расчета (*a*) и численного эксперимента (*b*). Зеленым цветом обозначена часть моря, покрытая льдом. Черными точками показана траектория ПМЦ

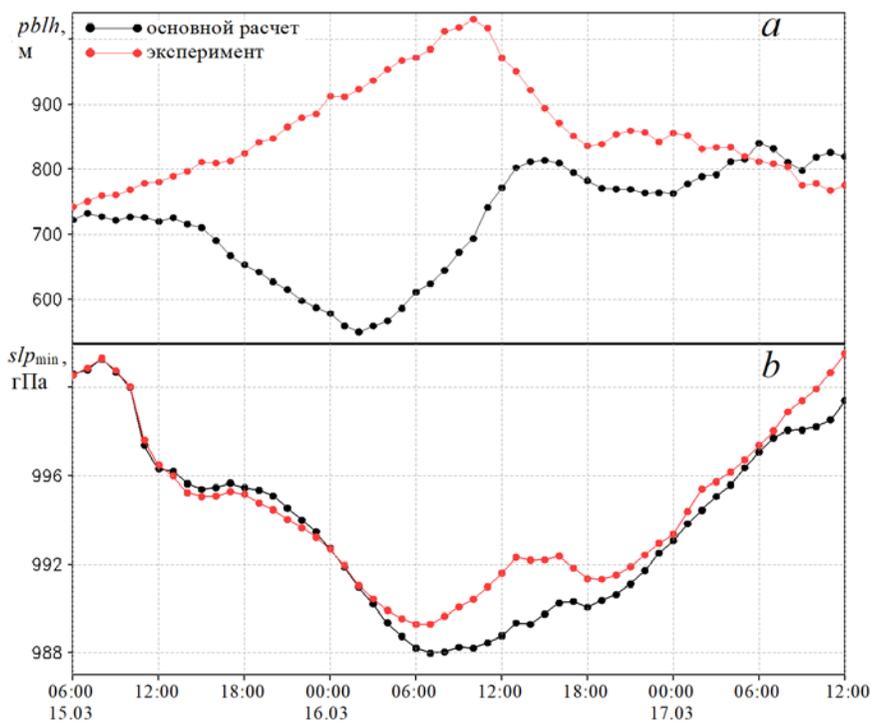
Fig. 1. Total heat flux from the sea surface (W/m^2), surface wind speed (m/s) and sea level pressure (hPa) at the mature stage of cyclone development for the control run (*a*) and the numerical experiment (*b*). The sea part covered with ice is marked in green. Black dots show the PMС trajectory

После 06:00 16 марта ПМЦ изменил направление движения на юго-восточное, с 17 марта начал перемещаться на юг и к 18:00 вышел на сушу. По мере удаления от покрытой льдом части моря интенсивность ПМЦ непрерывно уменьшалась, за исключением периода 16:00–19:00 16 марта, о котором будет сказано ниже. Скорость перемещения ПМЦ над морем на восток/юг на стадии развития/затухания составляла ~ 30 км/ч.

Отметим, что в начальных условиях модели (реанализ *GFS* за 00:00 15 марта) в поле давления на уровне моря к юго-западу от о. Шпицберген присутствует барическая ложбина, в которой на третьем часу моделирования появляются замкнутые изобары, а к 06:00 15 марта формируется циклонический вихрь, впоследствии усилившийся до ПМЦ. Таким образом, можно считать, что модель сумела воспроизвести появление ПМЦ по начальным условиям, благоприятным для его зарождения.

Основные результаты эксперимента

Целью численного эксперимента было проверить, как повлияет на развитие ПМЦ удаление морского льда из расчетной области. Как видно из рис. 1, траектория циклона в эксперименте почти не изменилась по сравнению с основным расчетом и, соответственно, почти не изменилось время наступления зрелой стадии развития ПМЦ.



Р и с. 2. Сравнение результатов основного расчета и эксперимента: *a* – высота ППС, осредненная по площади вихря (м), $pblh$; *b* – давление в центре ПМЦ (гПа), slp_{min}

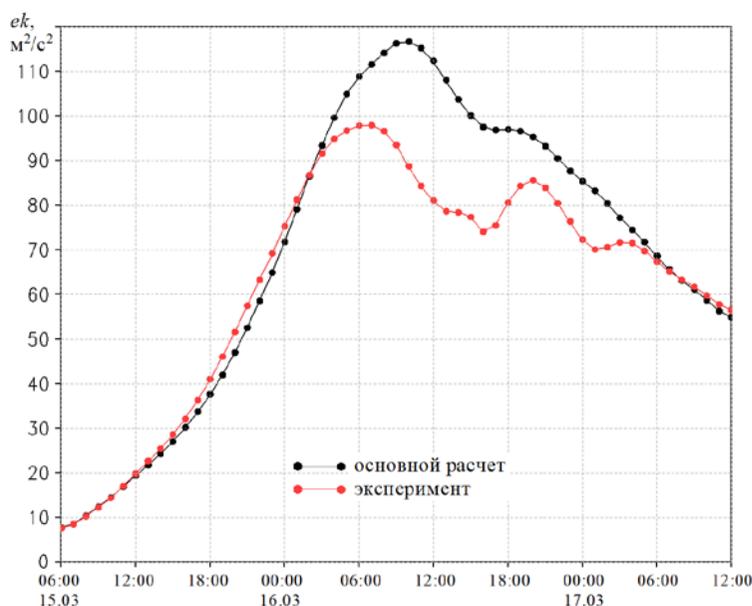
Fig. 2. Comparison of the results of the control run and the experiment: *a* – area-average PBL height (m), $pblh$; *b* – pressure in the PMS center (hPa), slp_{min}

Основное различие между расчетами оказалось следующим. После удаления морского льда приповерхностный воздух в северной части ПМЦ имеет более высокую температуру. Это привело к тому, что потоки явного и скрытого тепла в западной части ПМЦ уменьшились вследствие уменьшения разности температур море – атмосфера. Напомним, что температура поверхности не покрытой льдом части моря одинакова в обоих расчетах. Кроме того, на зрелой стадии развития циклона средняя по области вихря высота пограничного слоя стала больше почти в два раза (рис. 2, *a*), а устойчивость атмосферы, т. е. средняя по высоте ППС частота плавучести, уменьшилась в восемь раз.

На рис. 2, *b* и 3, *a* показано, как изменялись интенсивность ПМЦ (давление на уровне моря в центре вихря) и средняя по объему вихря кинетическая энергия горизонтальных движений ek .

Как видно из рис. 3, *a*, в обоих расчетах значение ek сначала возрастает до 06:00 16 марта, затем наступает зрелая стадия развития ПМЦ длительностью ~ 3–4 часов, когда ek меняется слабо. Помимо основного максимума ek , связанного с наступлением зрелой стадии, на обоих графиках можно выделить участок 16:00–19:00 16 марта, когда величина ek почти не убывает (основной расчет) или даже возрастает (эксперимент). Такое поведение объясняется прохождением высотного мезоциклона, который пришел на Баренцево море с севера и после 18:00 16 марта располагался над ПМЦ.

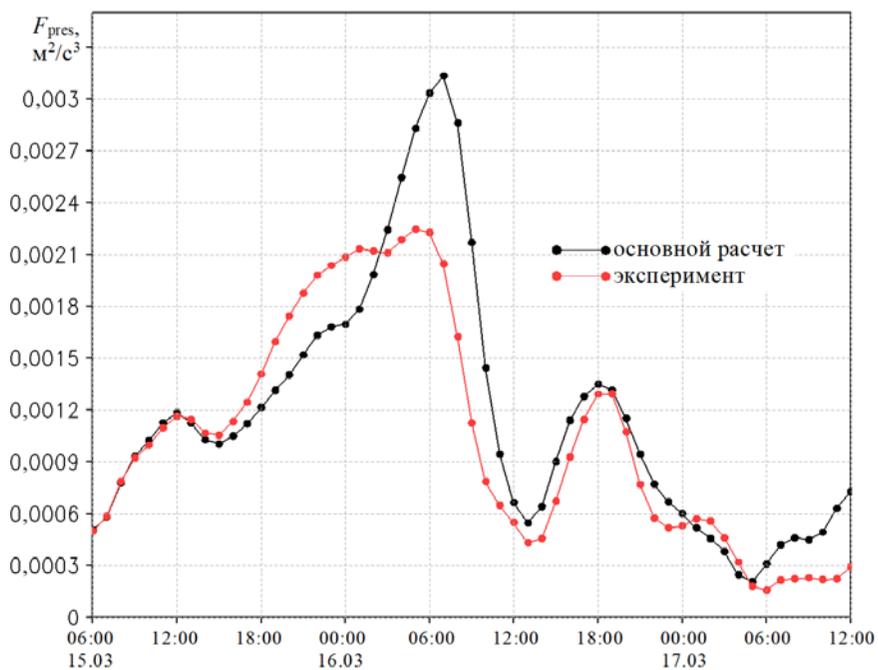
Таким образом, численный эксперимент показал, что, несмотря на уменьшение устойчивости ППС, ПМЦ не достиг той же интенсивности, что в основном расчете. Причина этого будет разьяснена ниже.



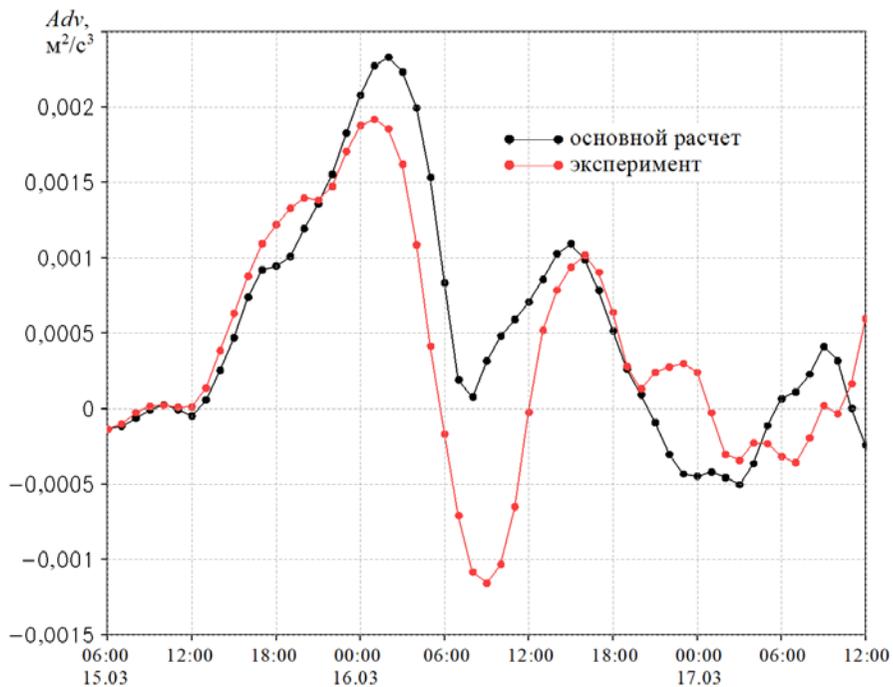
a

Р и с. 3. Сравнение результатов основного расчета и эксперимента: средние по объему вихря кинетическая энергия (m^2/c^2) (*a*) и слагаемые в правой части уравнения (1) F_{pres} (m^2/c^3) (*b*), Adv (m^2/c^3) (*c*), F_{fric} (m^2/c^3) (*d*)

F i g. 3. Comparison of the results of the control run and the experiment: averaged over the vortex volume values of kinetic energy (m^2/s^2) (*a*) and terms on the right side of equation (1) F_{pres} (m^2/s^3) (*b*), Adv (m^2/s^3) (*c*) and F_{fric} (m^2/s^3) (*d*)

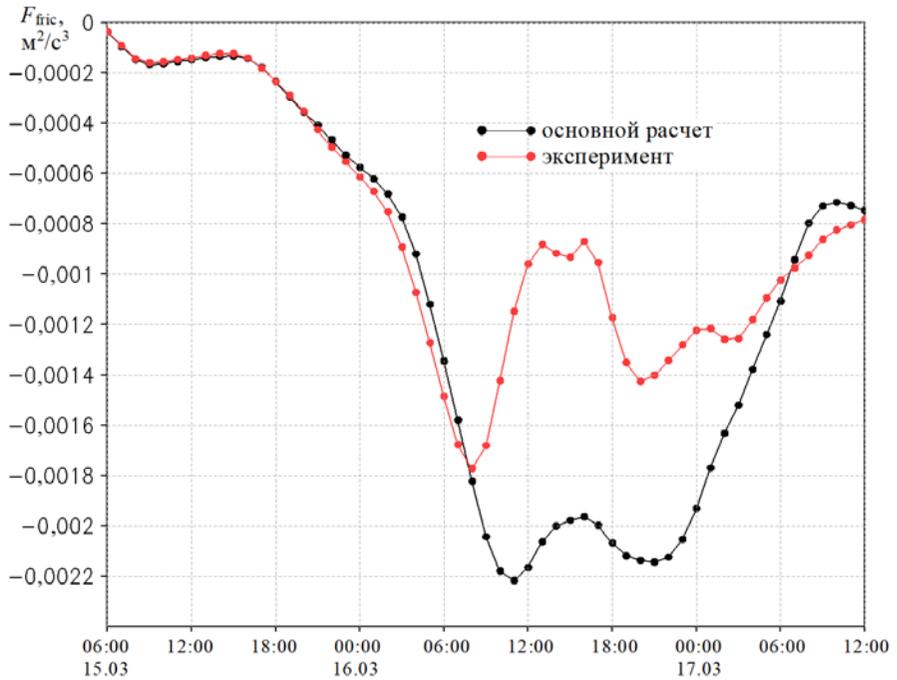


b



c

Продолжение рис. 3



d

Окончание рис. 3

Баланс энергии циклона

В этом разделе рассмотрим по отдельности основные факторы, которые повлияли на изменение кинетической энергии ПМЦ. Для этого используем уравнение баланса кинетической энергии, осредненной по азимутальному углу в цилиндрической системе координат:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\overline{V_\phi^2 + V_r^2}}{2} \right) = F_{\text{pres}} + Adv + F_{\text{fric}}, \quad (1)$$

где черта сверху означает осреднение по азимутальному углу; V_ϕ и V_r – азимутальная и радиальная компоненты скорости, т. е. скорость вращения вихря и скорость притока/оттока воздуха к центру вихря; $F_{\text{pres}} = -\overline{V_r} \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ – работа силы, обусловленной радиальным градиентом давления;

$$Adv = -\overline{V_r} \left(\overline{V_r \frac{\partial V_r}{\partial r}} + \overline{V_z \frac{\partial V_r}{\partial z}} - \frac{\overline{V_\phi^2}}{r} \right) - \overline{V_\phi} \left(\overline{V_r \frac{\partial V_\phi}{\partial r}} + \overline{V_z \frac{\partial V_\phi}{\partial z}} + \frac{\overline{V_r V_\phi}}{r} \right) \quad (2)$$

– изменение кинетической энергии за счет адвекции импульса и работы сил инерции (r – расстояние от центра вихря);

$$F_{\text{fric}} = \bar{V}_r \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial V_r}{\partial z} \right) + \bar{V}_\varphi \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial V_\varphi}{\partial z} \right) \quad (3)$$

– изменение энергии за счет работы силы турбулентного трения. Здесь K – коэффициент вертикального турбулентного обмена (рассчитывается в модели); z – высота уровня модели. Величины F_{pres} , Adv и F_{fric} оценивали непосредственно по результатам моделирования. При аппроксимации формулы (3) конечными разностями было учтено, что на поверхности земли турбулентные напряжения трения не параметризуются через замыкание первого порядка, а пропорциональны квадрату скорости трения.

Кинетическая энергия вихря, по сути, представляет собой кинетическую энергию вращения, так как величина \bar{V}_φ^2 на два порядка больше \bar{V}_r^2 . Но увеличение азимутального импульса частицы происходит под действием силы Кориолиса благодаря радиальному движению воздуха на нижних уровнях к центру вихря, которое обеспечивается радиальной силой $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$.

На рис. 3, *b – d* показано, как изменялись со временем средние по объему вихря значения F_{pres} , Adv и F_{fric} – основные составляющие баланса средней кинетической энергии ПМЦ.

В обоих расчетах заметно резкое уменьшение F_{pres} после 06:00 16 марта, что объясняет начавшееся затухание ПМЦ (рис. 3, *a, b*). Прохождение упомянутого выше высотного циклона приводит к небольшому кратковременному увеличению F_{pres} с 16:00 до 19:00 16 марта.

Как видно из рис. 3, *c*, в обоих расчетах заметный вклад в изменение кинетической энергии вносило слагаемое Adv . Анализ составляющих величины Adv показал, что некоторыми слагаемыми в выражении (2) можно пренебречь и записать выражение для Adv в виде

$$Adv \approx -\bar{V}_\varphi V_r \frac{\partial V_\varphi}{\partial r} - \bar{V}_\varphi V_z \frac{\partial V_\varphi}{\partial z} + \frac{\bar{V}_r V_\varphi^2 - \bar{V}_\varphi V_r V_\varphi}{r}. \quad (2a)$$

Первые два слагаемых в правой части формулы (2a) описывают изменение ek за счет радиальной и вертикальной адвекции азимутального импульса. Азимутальная скорость V_φ уменьшается при удалении от центра вихря, начиная с $r > 30$ км, и убывает с высотой, начиная с уровня 1 км. То есть в большей части ПМЦ радиальный и вертикальный градиенты V_φ отрицательны. Первое слагаемое в формуле (2a) отрицательно на нижних уровнях, $z < 1,5$ км, где происходит приток воздуха ($V_r < 0$), и положительно на верхних уровнях, $z > 1,5$ км, где происходит отток ($V_r > 0$). Второе слагаемое в формуле (2a) дает положительный вклад в изменение ek . Это слагаемое достигает больших значений на уровнях 1,5–2 км, где в ПМЦ отмечены сильные восходящие потоки со скоростью V_z до 2,5 м/с.

Согласно рис. 3, *d*, диссипация кинетической энергии в эксперименте существенно меньше, чем в основном расчете. Это объясняется следующим образом. Анализ величины F_{fric} показал, что основной вклад в затухание

циклона вносит составляющая $-K \left(\frac{\partial \bar{V}_\varphi}{\partial z} \right)^2$. Согласно [18], коэффициент

вертикального турбулентного обмена в схеме *Yonsei University* сильно зависит от стратификации ППС: неустойчивая стратификация способствует вертикальному перемешиванию. В эксперименте произошло уменьшение устойчивости ППС, что привело к увеличению коэффициента K . Но, с другой стороны, ППС в эксперименте лучше перемешан и вертикальный градиент $\frac{\partial \bar{V}_\varphi}{\partial z}$

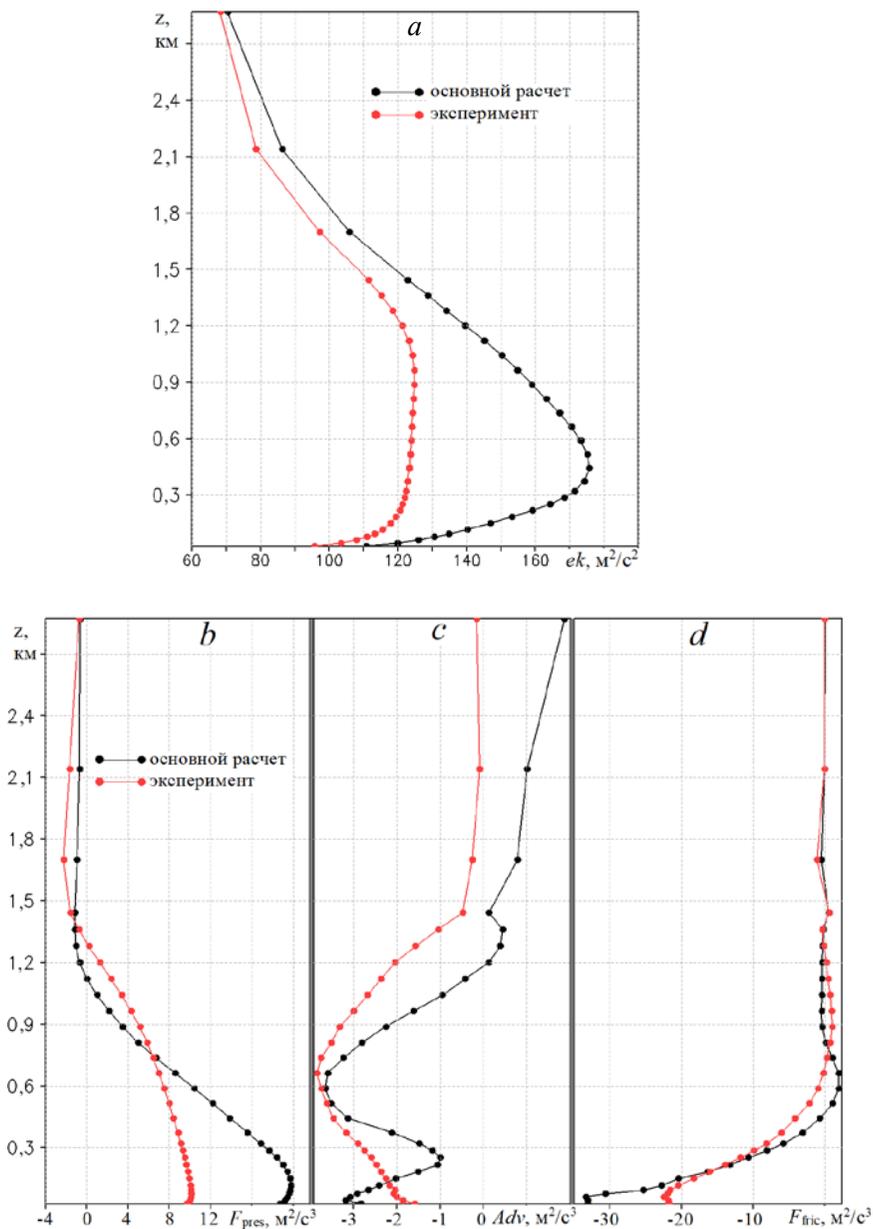
мал (рис. 4, *a*). Последнее обстоятельство стало причиной уменьшения F_{fric} .

Рассмотрим теперь, как распределены по высоте средние по площади вихря значения F_{pres} , Adv и F_{fric} (рис. 4). Влияние слагаемого F_{pres} на изменение кинетической энергии ПМЦ сосредоточено в слое $z < 1,5$ км, где велики радиальная скорость притока воздуха и радиальный градиент давления (рис. 4, *b*). Как видно из рис. 3, *b*, 4, *b*, на зрелой стадии значение F_{pres} в эксперименте меньше, чем в основном расчете. Рассмотрим, с чем это связано. На рис. 5 показано, какие изменения произошли в термобарической структуре ПМЦ после того, как морской лед в расчетной области заменили открытой водой. Приповерхностная температура во внешней части ПМЦ ($r > 150$ км) ожидаемо увеличилась (рис. 5, *a*). Вследствие этого на нижних уровнях уменьшился перепад давления между центром и периферией вихря (рис. 5, *b*). Уменьшение составило ~ 2 гПа.

Как видно из рис. 4, *c*, в эксперименте произошло существенное уменьшение величины Adv . Это связано с тем, что структура вихря в эксперименте заметно отклоняется от осесимметричной, имеет форму, близкую к эллипсу (см. рис. 1), т. е. велики отклонения скоростей от средних азимутальных значений. Проиллюстрируем это при помощи рис. 6, на котором показаны дисперсия азимутальной скорости $\overline{V_\varphi'^2}$ и ковариация $\overline{V_\varphi'V_r'}$, где штрих означает пульсацию скорости, т. е. отклонение от среднего азимутального значения. Деформация ПМЦ привела к большим значениям дисперсии $\overline{V_\varphi'^2}$ на уровнях $z < 1,5$ км и большим значениям ковариации $\overline{V_\varphi'V_r'}$ на уровнях $z > 1,5$ км (рис. 6). Таким образом, отрицательные значения Adv (рис. 3, *c*) с 06:00 до 12:00 16 марта в эксперименте объясняются произошедшей деформацией вихря, в результате чего кинетическая энергия пульсаций увеличилась за счет убыли кинетической энергии среднего движения.

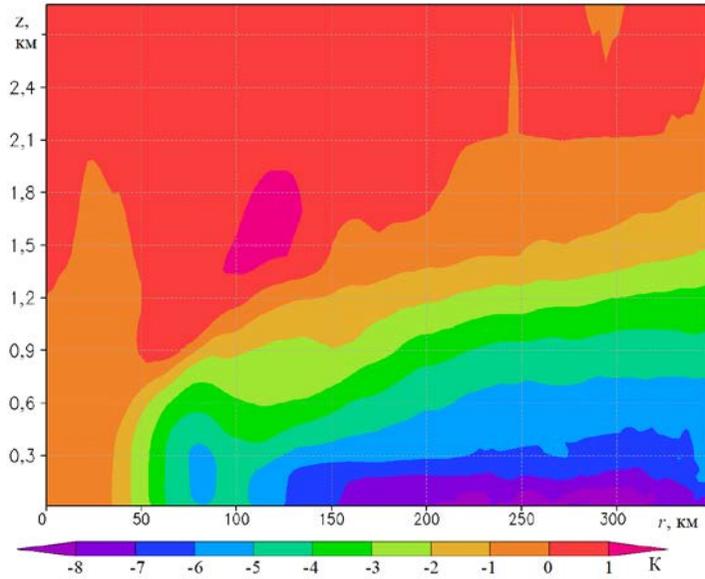
Как видно из рис. 4, *d*, влияние слагаемого F_{fric} сосредоточено в нижнем слое до 500 м, где и произошло основное уменьшение силы турбулентного трения.

Таким образом, можно назвать основные причины на первый взгляд парадоксального уменьшения средней кинетической энергии ПМЦ в эксперименте с удалением морского ледового покрова. Исключение морского льда из расчетной области привело к уменьшению радиального градиента температуры в нижней части атмосферы и, как следствие, к уменьшению F_{pres} . Дополнительным фактором стала деформация вихря: форма вихря сильно отклонилась от осесимметричной, что привело к уменьшению кинетической энергии вращения.

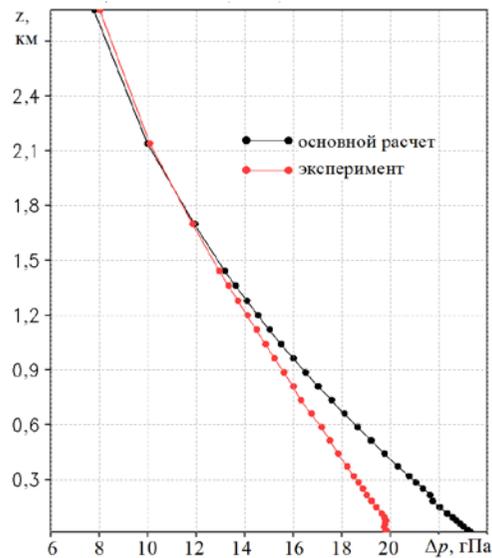


Р и с. 4. Сравнение результатов основного расчета и эксперимента: изменение с высотой средних по площади вихря значений кинетической энергии (m^2/c^2) (a), F_{pres} (m^2/c^3) (b), Adv (m^2/c^3) (c), F_{fric} (m^2/c^3) (d) в 08:00 16 марта

Fig. 4. Comparison of the results of the control run and the experiment. Change with height of the values averaged over the vortex area: kinetic energy (m^2/c^2) (a), F_{pres} (m^2/c^3) (b), Adv (m^2/c^3) (c) and F_{fric} (m^2/c^3) (d) at 08:00 on March, 16



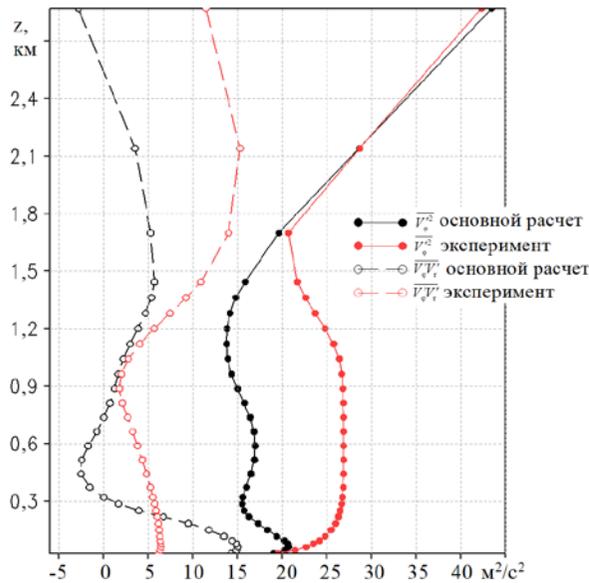
a



b

Р и с. 5. Осредненная по азимутальному углу разность между потенциальной температурой в основном расчете и эксперименте (К), по оси абсцисс отложено расстояние от центра вихря, по оси ординат – высота над уровнем моря (*a*); разница между давлением на периферии и в центре ПМЦ (гПа), Δp , в 08:00 16 марта для основного расчета и эксперимента (*b*)

Fig. 5. Difference between the potential temperatures in the control run and in the experiment (K) averaged over the azimuth angle, abscissa shows the distance from the vortex center, ordinate shows the height above the sea level (*a*); difference between the pressures at the PMC periphery and in its center (hPa), Δp , at 08:00 on March, 16 for the control run and the experiment (*b*)



Р и с. 6. Дисперсия пульсационной азимутальной скорости $\overline{V_\phi'^2}$ (m^2/c^2) и ковариация пульсационных азимутальной и радиальной скоростей $\overline{V_\phi'V_r'}$ (m^2/c^2) в 08:00 16 марта для основного расчета и эксперимента

Fig. 6. Dispersion of fluctuating azimuthal speed $\overline{V_\phi'^2}$ (m^2/s^2) and covariance of fluctuating azimuthal and radial speeds $\overline{V_\phi'V_r'}$ (m^2/s^2) at 08:00 on March, 16 for the control run and the experiment

Заклучение

Мы рассмотрели интенсивный полярный мезоциклон, северная часть которого на стадии развития располагалась надо льдом. Усиление ПМЦ было вызвано большими потоками тепла от поверхности моря вследствие переноса холодного воздуха из области, покрытой морским льдом, на открытое море.

Мы провели численный эксперимент с целью проверить влияние морского льда в расчетной области на структуру и интенсивность развитого полярного мезоциклона, оценили вклад различных факторов в изменение средней кинетической энергии ПМЦ.

Было получено, что, хотя в эксперименте увеличилась неустойчивость пограничного слоя, интенсивность ПМЦ несколько уменьшилась.

Уменьшение интенсивности ПМЦ в эксперименте было вызвано двумя факторами. Первый – это увеличение средней по азимутальному углу приповерхностной температуры на периферии ПМЦ, что привело к уменьшению радиального градиента давления на нижних уровнях. На зрелой стадии развития ПМЦ перепад давления между центром и периферией циклона вблизи поверхности оказался на ~ 2 гПа меньше. Как следствие, величина F_{pres} , которая является основным источником энергии ПМЦ, не достигает в эксперименте таких же больших значений, как в основном расчете. Вторым фактором стала деформация ПМЦ, в результате чего кинетическая энергия вращения вихря уменьшилась, перейдя в кинетическую энергию пульсаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rasmussen E., Turner J.* Polar lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. Cambridge : Cambridge University Press, 2003. 612 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524974>
2. Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis / M. Rojo [et al.] // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015. Vol. 67, iss. 1. 24660. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.24660>
3. Characteristics of cold-air outbreak events and associated polar mesoscale cyclogenesis over the North Atlantic Region / A. Terpstra [et al.] // *Journal of Climate*. 2021. Vol. 34, iss. 11. P. 4567–4584. doi:10.1175/JCLI-D-20-0595.1
4. *Kolstad E. W.* A global climatology of favourable conditions for polar lows // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, iss. 660. P. 1749–1761. doi:10.1002/qj.888
5. *Stoll P. J.* A global climatology of polar lows investigated for local differences and wind-shear environments // *Weather and Climate Dynamics*. 2022. Vol. 3, iss. 2. P. 483–504. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-483-2022>
6. *Michel C., Terpstra A., Spengler T.* Polar mesoscale cyclone climatology for the Nordic Seas based on the ERA-Interim // *Journal of Climate*. 2018. Vol. 31, iss. 6. P. 2511–2532. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0890.1>
7. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas / G. Noer [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, iss. 660. P. 1762–1772. doi:10.1002/qj.846
8. *Sergeev D., Renfrew I. A., Spengler T.* Modification of polar low development by orography and sea ice // *Monthly Weather Review*. 2018. Vol. 146, iss. 10. P. 3325–3341. doi:10.1175/MWR-D-18-0086.1
9. *Adakudlu M., Barstad I.* Impacts of the ice-cover and sea-surface temperature on a polar low over the Nordic seas: a numerical case study // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, iss. 660. P. 1716–1730. doi:10.1002/qj.856
10. *Zabolotskikh E. V., Gurvich I. A., Chapron B.* New areas of polar lows over the Arctic as a result of the decrease in sea ice extent // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. Vol. 51, iss. 9. P. 1021–1033. EDN WTNEGF. doi:10.1134/S0001433815090200
11. *Гурвич И. А., Заболотских Е. В., Пичугин М. К.* Особенности мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2016. Т. 13, № 5. С. 227–237. EDN ХАЕWWX. doi:10.21046/2070-7401-2016-13-5-227-237
12. *Яровая Д. А., Ефимов В. В.* Численные эксперименты по чувствительности полярного мезоциклона над Баренцевым морем к источникам тепла // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 3. С. 243–260. doi:10.22449/0233-7584-2020-3-243-260
13. *Ефимов В. В., Яровая Д. А., Комаровская О. И.* Мезомасштабный полярный циклон по спутниковым данным и результатам численного моделирования // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 1. С. 223–233. EDN GYWGNW. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-1-223-233
14. *Яровая Д. А., Ефимов В. В.* Развитие мезомасштабного циклона 1–3 сентября 2015 г. по спутниковым данным и результатам численного моделирования // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56, № 6. С. 626–637. EDN JBEQFW. doi:10.31857/S0002351520060115.
15. *Smith R. K., Montgomery M. T., Kilroy G.* The generation of kinetic energy in tropical cyclones revisited // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2018. Vol. 144, iss. 717. P. 2481–2490. <https://doi.org/10.1002/qj.3332>
16. Roles of an upper-level cold vortex and low-level baroclinicity in the development of polar lows over the Sea of Japan / U. Shimada [et al.] // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014. Vol. 66, iss. 1. 24694. doi:10.3402/tellusa.v66.24694

17. Kinetic energy budget during the genesis period of Tropical Cyclone Dorian (2001) in the South China Sea / Y. Wang [et al.] // Monthly Weather Review. 2016. Vol. 144, iss. 8. P. 2831–2854. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0042.1>
18. Hong S., Noh Y., Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes // Monthly Weather Review. 2006. Vol. 134, iss. 9. P. 2318–2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>

Об авторах:

Яровая Дарья Александровна, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ResearcherID: Q-4144-2016**, **ORCID ID: 0000-0003-0949-2040**, **Scopus Author ID: 57205741734**, darik777@mhi-ras.ru

Ефимов Владимир Васильевич, заведующий отделом взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, vefim38@mail.ru

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.465
EDN: MOQPNJ

DOI: 10.29039/0233-7584-2023-1-21-30

Характеристики плотностных инверсий в Гренландском море в холодный сезон за 1993–2019 годы

А. С. Каледина^{1, ✉}, И. Л. Башмачников^{1, 2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Санкт-Петербург, Россия
✉ a.kaledina@spbu.ru

Поступила в редакцию 30.06.2022; одобрена после рецензирования 15.07.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Выявить пространственно-временную изменчивость характеристик плотностных инверсий и предложить механизмы их формирования в холодный сезон в Гренландском море за период 1993–2019 гг. для изучения механизмов развития конвекции в море – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Используются данные натуральных наблюдений температуры и солёности массива EN.4.2.1 (база данных *Met Office Hadley Centre*) за холодный сезон (ноябрь – апрель). По вертикальным профилям выявляются инверсии потенциальной плотности. Наибольшие средние за холодный сезон вертикальные мощности инверсий ~ 400 м зафиксированы в годы с максимальной конвекцией (2008, 2011, 2013), а наибольшая величина скачка плотности наблюдается в 1990-е гг. с наименьшей интенсивностью конвекции. Во всем регионе преобладает дестабилизация плотности с доминирующим вкладом солёности (~ 70% всех профилей с инверсиями), особенно выраженная в северо-восточной части исследуемого района. Профили с исключительно солёностной дестабилизацией составляют 40% от общего количества, с исключительно термической – только 13%, остальные инверсии имели смешанное происхождение. Вклад солёности в формирование инверсий в 2010-х больше по сравнению с серединой 1990-х гг. **Выводы.** Данными прямых наблюдений подтверждается ведущая роль зимнего роста солёности поверхностного слоя в формировании инверсий плотности воды, а, следовательно, и в развитии глубокой конвекции. Это может говорить о существенной роли потенциальной неустойчивости в развитии конвекции в регионе.

Ключевые слова: конвекция, Атлантический океан, Гренландское море, глубокая конвекция, плотностные инверсии, потенциальная неустойчивость

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта СПбГУ № 93016972.

Для цитирования: Каледина А. С., Башмачников И. Л. Характеристики плотностных инверсий в Гренландском море в холодный сезон за 1993–2019 годы // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 21–30. EDN MOQPNJ. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-21-30

Characteristics of Density Inversions in the Greenland Sea during the Cold Seasons in 1993–2019

A. S. Kaledina¹, ✉, I. L. Bashmachnikov^{1, 2}

¹ St Petersburg University, Saint Petersburg, Russia

² Nansen Environmental and Remote Sensing Centre, Saint Petersburg, Russia

✉ a.kaledina@spbu.ru

Abstract

Purpose. The study aims at revealing spatial and temporal variability of the characteristics of density inversions in the Greenland Sea and at proposing the mechanisms of their formation during the cold seasons in 1993–2019. This helps further understanding the mechanisms which govern variation in the convection intensity in the sea.

Methods and Results. The in situ temperature and salinity taken from the EN.4.2.1 dataset (*Met Office Hadley Center* database) and casted during the cold season (November – April), are used in the study. The vertical profiles reveal a number of potential density inversions. The biggest vertical scale of a winter-mean inversion reached about 400 m and was recorded in the years of maximum convection intensity (2008, 2011 and 2013), and the largest value of density gradient was observed in the 1990s when convection was less intensive. Predominantly haline destabilization prevailed (about 70% of all the profiles with inversions) throughout the region; it was observed especially often in the northeastern part of the area under study. Exclusively haline destabilization accounts for 40% of all the profiles, exclusively thermal one – 13%, as for the rest of the profiles, both haline and thermal destabilizations are detected. In the 2010s, salinity contribution to the formation of inversions exceeded the one that had been observed in the mid 1990s.

Conclusions. The in situ data confirm the leading role of winter salinity increase in formation of the water density inversions in the upper ocean, and, consequently, in the development of deep convection. This may indicate a significant role of potential instability in the development of convection in the region.

Keywords: convection, Atlantic Ocean, Greenland Sea, deep convection, density inversions, potential instability

Acknowledgements: The study was funded by the St Petersburg University grant No. 93016972.

For citation: Kaledina, A.S. and Bashmachnikov, I.L., 2023. Characteristics of Density Inversions in the Greenland Sea during the Cold Seasons in 1993–2019. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 18–26. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-18-26

Введение

Глубокая конвекция является важным элементом динамики Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) и, как следствие, оказывает влияние на всю климатическую систему [1, 2]. Во многих исследованиях показана связь изменчивости интенсивности АМОЦ с изменчивостью интенсивности конвекции [3, 4]. При этом меняется и характер теплообмена океана и атмосферы в Северной Атлантике и прилегающей части Северного Ледовитого океана (СЛО) [5, 6].

В работе [7] были оценены основные механизмы контроля и изменчивости АМОЦ. Отмечается, что на десятилетних масштабах АМОЦ оказывает влияние на развитие глубокой конвекции в Гренландском море, а не наоборот. Это возможно в результате развития потенциальной неустойчивости столба воды [8] вследствие адвекции и последующего выхолаживания соленых и теплых атлантических вод в Гренландском море [9].

Вертикальное перемешивание в море, в том числе глубокая конвекция, может развиваться под воздействием сочетания различных внешних факторов. Разделяют термодинамические и динамические механизмы вертикального перемешивания [8], хотя часто они работают вместе.

К термодинамическим относят механизмы (связанные с возникновением гравитационной неустойчивости), при которых происходит увеличение плотности верхнего слоя воды по сравнению с нижележащим. Примерами такого перемешивания являются выхолаживание или осолонение водной поверхности при взаимодействии с атмосферой, двойная диффузия, термобарическая неустойчивость, потенциальная неустойчивость [8].

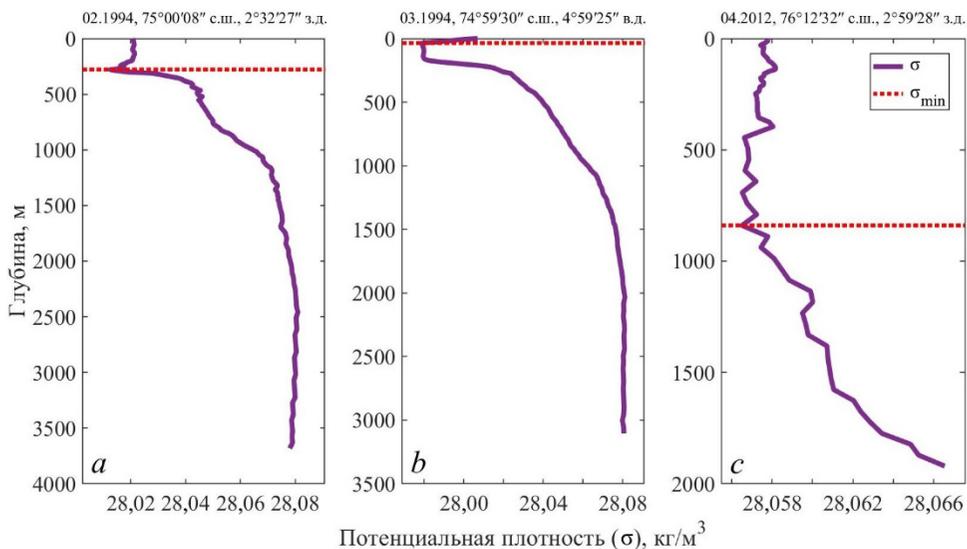
В результате циклонической циркуляции в центре Гренландской котловины происходит подъем холодных промежуточных вод к поверхности моря. При этом на глубинах менее 200 м образуются резкие градиенты температуры, солености и плотности воды, которые разрушаются во время интенсивной зимней конвекции [10]. Относительно небольшой мощностью верхнего слоя малой плотности и слабой стратифицированностью вод ниже пикноклина объясняется эпизодически наблюдаемая здесь большая (порой более 2000 м) глубина проникновения конвекции в течение холодного сезона.

Помимо циклонической циркуляции условия для развития глубокой конвекции открытого океана также формируются в период, предшествующий развитию конвекции [11]. Взаимодействие с атмосферой и океаническая адвекция за время теплого сезона могут как усиливать, так и ослаблять стратификацию слоя над куполом холодных вод к началу холодного периода, что при прочих равных условиях может приводить к усилению или ослаблению весенне-зимней конвекции [12, 13].

Наблюдаемый значительный рост интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море с начала 2000-х гг. по сравнению с 1990-ми гг. [14] объясняется существенной интенсификацией адвекции соли с потоком рециркулирующих атлантических вод [9, 15]. Данные выводы были сделаны на основе наблюдаемой изменчивости балансов тепла и соли в верхнем слое центральной части Гренландского моря. В настоящей работе мы впервые рассматриваем изменчивость характеристик плотностных инверсий в Гренландском море на основе данных натуральных профилей температуры и солености. Анализ механизмов формирования этих инверсий в холодный сезон представляет собой базу для дальнейшего исследования причин наблюдаемой межгодовой изменчивости конвективных процессов.

Данные и методы

В работе использовались данные натуральных наблюдений температуры и солености массива *EN.4.2.1* базы данных *Met Office Hadley Centre*. Указанный массив включает в себя данные различных приборов вертикального профилирования океана. Основным источником является база данных *World Ocean Database*, которая дополняется данными буев-измерителей *Argo*, наблюдениями, собранными в ходе различных проектов и экспедиций (*ASBO*, *NPEO*, *NABOS*, *CABOS*), глобальной программы сбора профилей температуры и солености (*GTSP*). Данные проходят жесткий контроль качества, исключаются повторяющиеся профили [16].



Р и с. 1. Примеры профилей потенциальной плотности (σ) с инверсиями. Красным пунктиром обозначена глубина с минимальным значением плотности (σ_{\min})

Fig. 1. Examples of potential density (σ) profiles with inversions. Red dotted lines indicate the depths of the minimum density in the profiles (σ_{\min})

Под плотностной инверсией понимается уменьшение потенциальной плотности с глубиной (рис. 1). Для выделения профилей с инверсиями мы использовали разность значений потенциальной плотности на поверхности и на глубине минимальной плотности. Если разность этих значений превышала выбранный порог $0,001 \text{ кг/м}^3$, то считалось, что в профиле наблюдается инверсия. Далее профили проходили визуальный отбор, чтобы исключить ошибки алгоритма.

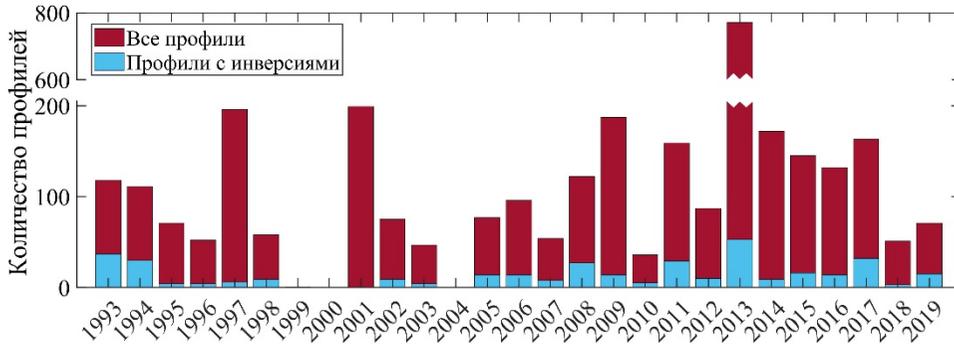
Результаты

В настоящей работе мы рассматриваем инверсии плотности как индикатор дальнейшего развития конвекции. Верхний перемешанный слой Гренландского моря начинает заглубляться в октябре – ноябре, активное развитие конвекции наблюдается в январе – апреле, а наибольшее количество случаев возникновения глубокой конвекции зафиксировано в апреле [17, 18]. Поэтому для анализа инверсий был выбран период с ноября по апрель.

Наибольшее количество профилей с инверсиями зарегистрировано в 2013 г., также выделяются 1993, 1994, 2008, 2011 и 2017 гг. Медианные значения по всему промежутку наблюдений составляют 96 профилей за холодный период и 14 профилей с инверсиями. Явный максимум количества выполненных профилей в 2013 г. (более 700, 23% от общего количества за все годы) связан с высокой частотой вертикального профилирования нескольких профилирующих буев в исследуемом районе.

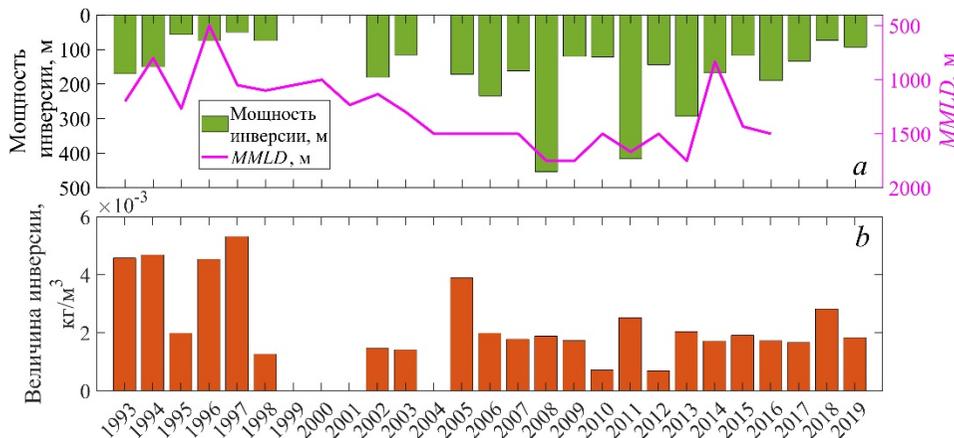
Так как прослеживается зависимость количества профилей с инверсиями от общего числа вертикальных зондирований (корреляция двух рядов дости-

гает 0,7 и является значимой для p -уровня $<0,01$), то имеет смысл рассматривать процентное количество профилей с инверсиями от общего количества профилей. Наибольшее количество профилей с инверсиями зафиксировано в 1993 г. (31%) и в 1994 г. (27%); сравнительно высокое количество инверсий также зафиксировано в 2008 г. (22%) и в 2011 г. (18%).



Р и с. 2. Межгодовая изменчивость количества всех выполненных профилей и профилей с инверсиями

F i g. 2. Interannual variability in the number of all the available profiles and those with inversions

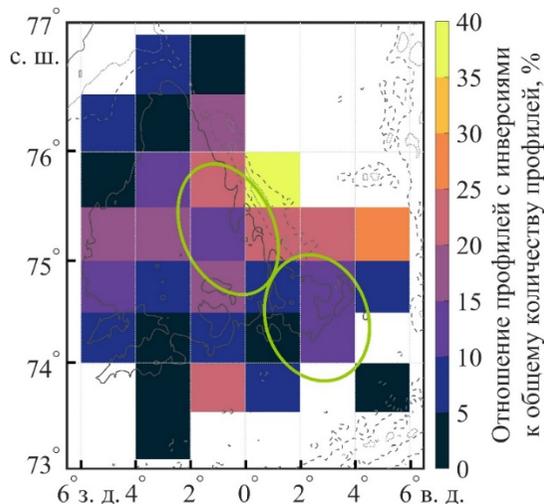


Р и с. 3. Межгодовая изменчивость вертикальной мощности инверсий – a и величины скачка плотности в инверсии – b . Значения $MMLD$ (максимальная за холодный сезон глубина перемешанного слоя) приводятся по данным работы [9]

F i g. 3. Interannual variability of vertical thickness of inversions – a and density jump in an inversion – b . The $MMLD$ (maximum mixed layer depth over the cold season) values are given according to [9]

За последние 30 лет наиболее интенсивная конвекция в Гренландском море наблюдалась с начала 2000-х гг. (рис. 3, a), а ее максимальные глубины зарегистрированы в 2008, 2009, 2011 и 2013 гг. [9]. В эти же годы, за исключением 2009 г., были зафиксированы наибольшие средние вертикальные мощности инверсий. Корреляция между средней за зиму мощностью инверсии и максимальной глубиной перемешанного слоя достигает 0,6 (p -уровень $<0,05$). Наибольшие значения скачка плотности в инверсиях наблюдались, наоборот,

в 1990-е гг. с малоинтенсивной конвекцией. Это, вероятно, объясняется меньшим запасом доступной потенциальной энергии для перемешивания в инверсиях сравнительно малой вертикальной мощности по сравнению с глубокими инверсиями с тем же значением скачка плотности.



Р и с. 4. Пространственное распределение процентного отношения профилей с инверсиями к общему количеству профилей в заданной сеточной области. Овалами обозначены области наиболее частого развития глубокой конвекции в Гренландском море. Учитывались только ячейки сетки, в которых общее число профилей с инверсиями превышало 30

Fig. 4. Gridded spatial distribution of the percentage of profiles with inversions relative to the total number of profiles. The ellipses indicate the areas of the most frequent development of deep convection in the Greenland Sea. Only the grid cells in which the overall number of the profiles with inversions exceeding 30, were taken into account

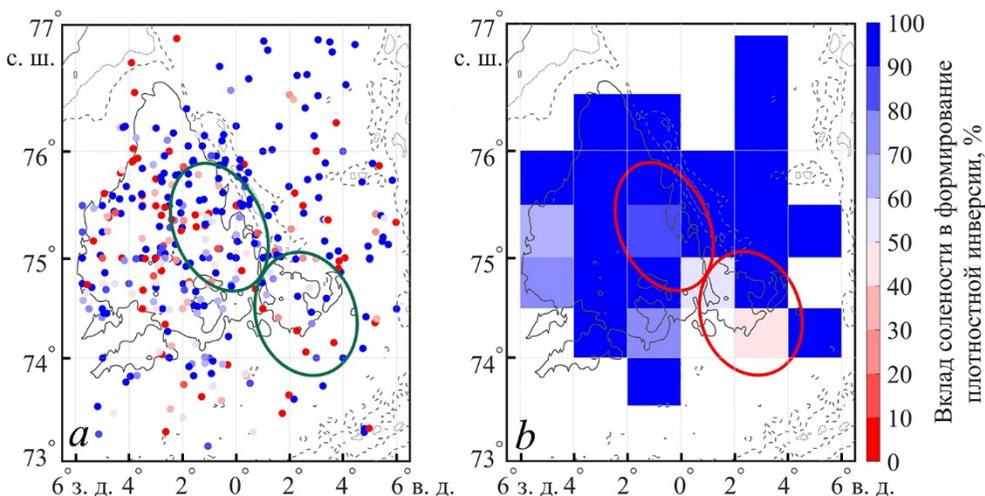
Область наибольшей повторяемости профилей с инверсиями расположена в глубоководной части на севере Гренландского моря. Меньше всего профилей зарегистрировано в южной (более устойчивая термическая стратификация) и северо-западной (ледяной покров и устойчивая соленостная стратификация) частях акватории.

Используя уравнение состояния морской воды

$$\sigma = \sigma_0 (-\alpha\Delta\theta + \beta\Delta S), \quad (1)$$

где σ – потенциальная плотность; σ_0 – референтная потенциальная плотность; α – коэффициент термического расширения морской воды; β – коэффициент соленостного сжатия морской воды; $\Delta\theta$ – разность потенциальной температуры на поверхности и на глубине минимальной потенциальной плотности; ΔS – разность солености на поверхности и на глубине минимальной потенциальной плотности, мы разделили плотностные инверсии на преимущественно термические (доминирует неустойчивость по $\alpha\Delta\theta$) и соленостные (доминирует неустойчивость по $\beta\Delta S$), что, соответственно, ведет в дальнейшем к развитию преимущественно термической или преимущественно соленостной конвекции. Профили как с преимущественно термическим, так и с преимущественно

солённым вкладом в неустойчивость практически равномерно покрывают всю акваторию (рис. 5, *a*). Профили с более чем 50%-ным вкладом солёности составляют 69% от общего количества профилей с инверсиями. При этом инверсии с почти 100%-ным вкладом солёности сосредоточены в северо-восточной части исследуемого региона.



Р и с. 5. Пространственное распределение профилей с инверсиями в Гренландском море – *a* и процентный вклад солёности в формирование плотностной инверсии – *b*. Овалами обозначены области наиболее частого развития глубокой конвекции в Гренландском море. Использовались только ячейки, где число профилей с инверсиями превышало 5

F i g. 5. Spatial distribution of the profiles with inversions in the Greenland Sea – *a* and salinity contribution to the formation of density inversion in % – *b*. The ellipses indicate the areas of the most frequent development of deep convection in the Greenland Sea. Only the cells where the number of profiles with inversions exceeding 5, were used

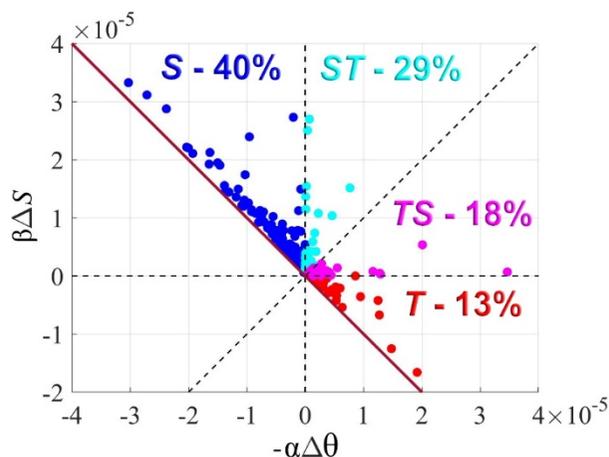
Численно вклад солёности (RS) в формирование плотностной инверсии определялся из соотношения

$$RS = \frac{\beta\Delta S}{(-\alpha\Delta\theta + \beta\Delta S)} 100\%. \quad (2)$$

Осреднение на регулярной сетке (рис. 5, *b*) показывает, что профили с преимущественно солённым вкладом доминируют практически во всей исследуемой акватории.

На диаграмме рассеяния (рис. 6) показана связь между вкладом солёности и температуры в плотностные инверсии. Значения параметров, находящиеся ниже и левее красной прямой $\beta\Delta S = \alpha\Delta\theta$, соответствуют стабильному вертикальному профилю плотности, а выше и справа находится область дестабилизации профилей плотности по одному из параметров или сразу по обоим. Положительные значения $\beta\Delta S$ и отрицательные $-\alpha\Delta\theta$ описывают дестабилизацию по солёности и стабилизацию по температуре – это солёностные инверсии; положительные $-\alpha\Delta\theta$ и отрицательные $\beta\Delta S$ – это термические инверсии; положительные $-\alpha\Delta\theta$ и $\beta\Delta S$ – смешанные инверсии, которые образуются за

счет дестабилизации как по температуре, так и по солености. Последние можно разделить на инверсии, в которых вклад солености превышает вклад по температуре и наоборот.



Р и с. 6. Диаграмма рассеяния термической и соленостной составляющих уравнения состояния морской воды в плотностных инверсиях. Синим цветом обозначены соленостные инверсии – *S* (теплые и соленые поверхностные воды), голубым – смешанные термические и соленостные с преобладанием дестабилизации по солености – *ST*, розовым – смешанные термические и соленостные с преобладанием дестабилизации по температуре – *TS* (холодные и соленые поверхностные воды), красным – термические инверсии – *T* (холодные и распресненные поверхностные воды)

F i g. 6. Scatterplot of thermal and haline components in the equation of seawater state in the density inversions. Haline inversions are indicated in blue – *S* (warm and saline surface waters), cyan indicates the mixed thermal and haline inversions with a predominance of haline destabilization – *ST*, magenta – the mixed thermal and haline inversions with a predominance of thermal destabilization – *TS* (cold and saline surface waters), and red – the thermal ones – *T* (cold and freshened surface water)

Число чисто соленостных инверсий составляет 40% от общего числа профилей, чисто термических 13%. Смешанных инверсий с преобладанием соленостной дестабилизации 29%, а с преобладанием термической дестабилизации 18%. Преобладание соленостной дестабилизации профилей согласуется с результатами работы [9], где утверждается, что соленость воды играет ведущую роль в межгодовой изменчивости плотности верхнего слоя Гренландского моря.

Выводы

Считается, что в океане инверсии плотности не проявляются в наблюдениях, потому что столб воды практически мгновенно перемешивается. Такая схема реализуется и в подавляющем большинстве гидродинамических моделей. Однако приводимые здесь данные наблюдений показывают, что в океане плотностные инверсии существуют и регулярно фиксируются приборами. Исследование инверсий позволяет охарактеризовать условия, которые предшествуют конвекции, и строить гипотезы об основных механизмах, приводящих

к конвективному перемешиванию, в том числе к развитию глубокой конвекции.

В нашей работе проводилось исследование инверсий в Гренландском море, которые разделялись на преимущественно термические и преимущественно соленостные.

В годы с более интенсивной глубокой конвекцией (2008, 2011, 2013) вертикальное развитие инверсий достигает глубин ~ 400 м. В эти годы средняя величина скачка плотности в инверсиях сравнительно небольшая, в отличие от 1993–1998 гг., когда мощности инверсий были невелики, но скачок плотности в них был наибольшим. Мы связываем это с зависимостью запаса потенциальной энергии, доступной для конвективного перемешивания, от вертикальной мощности инверсии.

При довольно равномерном распределении профилей с инверсиями по акватории было обнаружено явное доминирование преимущественно соленостных инверсий (почти 2/3 от их общего количества), причем 40% формировались исключительно за счет более высокой солености у поверхности моря и только 13% – исключительно за счет более низкой температуры у поверхности моря по сравнению с более глубокими слоями. Также было установлено, что роль соленостных аномалий верхнего слоя океана в формировании плотностных инверсий была больше в 2010-х гг. по сравнению с серединой 1990-х гг. Относительную роль различных физических механизмов формирования инверсий в верхнем слое Гренландского моря еще предстоит установить.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Broecker W. S.* The Great Ocean Conveyor // *Oceanography*. 1991. Vol. 4, iss. 2. P. 79–89. doi:10.5670/oceanog.1991.07
2. Is the Thermohaline Circulation Changing? / M. Latif [et al.] // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, iss. 18. P. 4631–4637. <https://doi.org/10.1175/JCLI3876.1>
3. *Фалина А. С., Сарафанов А. А.* О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 461, № 6. С. 710–714. doi:10.7868/S0869565215120178
4. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic / M. S. Loizer [et al.] // *Science*. 2019. Vol. 363, iss. 6426. P. 516–521. doi:10.1126/science.aau6592
5. *Аверьянова Е. А., Полонский А. Б.* Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами меридиональной циркуляции в Атлантическом океане // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. Т. 1. С. 20–53. doi:10.21513/2410-8758-2017-1-20-53
6. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике / Г. В. Алексеев [и др.] // *Лед и снег*. 2017. Т. 57, № 3. С. 381–390. doi:10.15356/2076-6734-2017-3-381-390
7. *Кузнецова Д. А., Башмачников И. Л.* О механизмах изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 6. С. 843–855. doi:10.31857/S0030157421060071
8. *Chu P. C.* Geophysics of Deep Convection and Deep Water Formation in Oceans // *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans* / Eds. P. C. Chu, J. C. Gascard. Elsevier, 1991. P. 3–16. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 57). [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70057-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70057-6)
9. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea / I. L. Bashmachnikov [et al.] // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021. Vol. 174. 103557. P. 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>

10. *Алексеев Г. В., Богородский П. В., Нагурный А. П.* Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод Гренландского моря // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Под ред. Ю. В. Николаева, Г. В. Алексеева. Л. : Гидрометеоздат, 1989. С. 37–43.
11. *Killworth P. D.* Deep convection in the World Ocean // *Reviews of Geophysics*. 1983. Vol. 21, iss. 1. P. 1–26. <https://doi.org/10.1029/RG021i001p00001>
12. *Marshall J., Schott F.* Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Reviews of Geophysics*. 1999. Vol. 37, iss. 1. P. 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>
13. The multi-year development of long-lived convective chimneys in the Greenland Sea / P. Wadhams [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31, iss. 6. L06306. <https://doi.org/10.1029/2003GL019017>
14. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции / И. Л. Башмачников [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16, № 1. С. 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>
15. *Hofmann Z., von Appen W.-J., Wekerle C.* Seasonal and Mesoscale Variability of the Two Atlantic Water Recirculation Pathways in Fram Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. Vol. 126, iss. 17. e2021JC017057. <https://doi.org/10.1029/2020JC017057>
16. *Good S. A., Martin M. J., Rayner N. A.* EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, iss. 12. P. 6704–6716. <https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
17. *Федоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В.* Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2018. Т. 63, № 3. С. 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>
18. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: Локализация областей конвекции / И. Л. Башмачников [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15, № 7. С. 184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>

Об авторах:

Каледина Анастасия Сергеевна, лаборант-исследователь, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9), **ORCID ID: 0000-0002-0778-2602**, **SPIN-код: 4147-3947**, a.kaledina@spbu.ru

Башмачников Игорь Львович, доцент, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9), кандидат географических наук; директор, Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, 14-я линия Васильевского острова, д. 7), **ORCID ID: 0000-0002-1257-4197**, **WoS ResearcherID: B-2879-2012**, **Scopus Author ID: 8295005100**, i.bashmachnikov@spbu.ru

Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла *a* в различных регионах Южной Атлантики по спутниковым данным

Я. И. Бакуева , Е. А. Кубрякова, А. А. Кубряков

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 *yasya1egupova@gmail.com*

Поступила в редакцию 02.07.2022; одобрена после рецензирования 05.08.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. На основе долговременных спутниковых оптических измерений исследована сезонная изменчивость концентрации хлорофилла *a* на морской поверхности в различных регионах Южной Атлантики, определены ее пространственные особенности, выделены районы максимальных значений концентрации хлорофилла *a* и проанализированы причины ее увеличения в этих регионах.

Методы и результаты. Используются данные о концентрации хлорофилла *a*, полученные по измерениям *MODIS-Aqua* за 2002–2019 гг. в районе 30°–80° ю. ш., 70° з. д. – 25° в. д. Исследована пространственная изменчивость поверхностной концентрации хлорофилла *a*, ее сезонная динамика и время наступления сезонного пика. Выделено четыре зоны локальных максимумов концентрации хлорофилла *a* (аргентинский шельф, острова Южная Георгия, район выноса вод от Антарктического полуострова и антарктический шельф к востоку от моря Уэдделла), в которых проведен детальный анализ особенностей сезонной изменчивости.

Выводы. Пик концентрации хлорофилла *a* и начало цветения в исследуемых регионах наблюдаются позже, чем в высоких широтах: в северной части в ноябре – декабре, а в южной – в январе – феврале. Исключение – достаточно обширные районы, расположенные к востоку от мощных источников биогенных элементов (островов, шельфовых вод), где время достижения пиковых значений концентрации хлорофилла *a* связано с влиянием адвекции и наступает с задержкой, необходимой для переноса примеси под влиянием течений. Главным фактором появления районов с повышенными концентрациями является влияние особенностей топографии на фронты Антарктического циркумполярного течения, а также таяние льдов в прикромочной зоне.

Ключевые слова: Южная Атлантика, концентрация хлорофилла *a*, *MODIS-Aqua*, фитопланктон, сезонная изменчивость, антарктический шельф, спутниковые данные, море Уэдделла, острова Южная Георгия, Антарктический полуостров, шельф

Благодарности: анализ сезонной изменчивости концентрации хлорофилла *a* и обработка данных выполнены при поддержке гранта РФФ 21-77-10059, обработка данных выполнена в рамках государственного задания FNNN-2021-0003, исследование особенностей пространственной изменчивости концентрации хлорофилла *a* выполнено в рамках государственного задания FNNN-2021-0010.

Для цитирования: Бакуева Я. И., Кубрякова Е. А., Кубряков А. А. Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла *a* в различных регионах Южной Атлантики по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 31–51. EDN HSEQUN. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-31-51

Features of Seasonal Variability of Chlorophyll *a* Concentration in Different Regions of the Southern Atlantic Based on Satellite Data

Ya. I. Bakueva , E. A. Kubryakova, A. A. Kubryakov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 *yasya1egupova@gmail.com*

Abstract

Purpose. Based on the long-term satellite optical measurements, the work is to study seasonal variability of the chlorophyll *a* concentration on the sea surface in different regions of the Southern Atlantic, determine its spatial features, identify the areas where the values of the chlorophyll *a* concentration are maximum, and to analyze the reasons for its increase in these regions.

Methods and Results. The data on the chlorophyll *a* concentration obtained from the MODIS-Aqua measurements for 2002–2019 in the region 30°–80° S, 70° W – 25° E were used. Spatial variability of the surface chlorophyll *a* concentration, its seasonal dynamics and the time of the seasonal peak occurrence were studied. Four zones of local maxima of the chlorophyll *a* concentration were identified (the Argentinean shelf, the islands of South Georgia, the area of water removal from the Antarctic Peninsula and the Antarctic shelf east of the Weddell Sea); for each of them the features of seasonal variability were analyzed in details.

Conclusions. In agreement with the previous papers, the peak chlorophyll *a* concentration and the beginning of bloom in the regions under study are observed later than in the high latitudes: in the northern part – in November – December, and in the southern one – in January – February. The exception consists in the quite extensive areas to the east of the nutrients powerful sources (islands, shelf waters), where the time of occurrence of the chlorophyll *a* concentration peak values is related to the advection impact, that results in its arising with a delay which is required for transferring the nutrients by the currents. The basic factors promoting appearance of the areas with the increased chlorophyll *a* concentrations are the interaction between the topography features and the Antarctic Circumpolar Current fronts, and ice melting in the marginal zone.

Keywords: Southern Atlantic, concentration of chlorophyll *a*, MODIS-Aqua, phytoplankton, seasonal variability, Antarctic shelf, satellite data, Weddell Sea, South Georgia Islands, Antarctic Peninsula, shelf

Acknowledgments: Analysis of seasonal variability of chlorophyll *a* concentration and data processing were supported by the Russian Science Foundation grant 21-77-10059, data processing was carried out within the framework of state assignment FNNN-2021-0003, and features of spatial variability of chlorophyll *a* concentration were studied within the framework of state assignment FNNN-2021-0010.

For citation: Bakueva, Ya.I., Kubryakova, E.A. and Kubryakov, A.A., 2023. Features of Seasonal Variability of Chlorophyll *a* Concentration in Different Regions of the Southern Atlantic Based on Satellite Data. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 27-46. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-27-46

1. Введение

Исследование биопродуктивности Антарктического региона представляет большой практический и фундаментальный интерес в связи с высоким биоресурсным потенциалом этого региона. Экосистема Южного океана характеризуется рядом уникальных особенностей, основными из которых являются большое количество главных биогенных элементов (нитратов, фосфатов) и относительно низкая биомасса фитопланктона [1, 2]. Эти особенности обусловлены, как считается, недостатком железа, повышение концентрации которого приводит к резкому росту фитопланктона [3], малым уровнем освещенности

в зимний период, частой облачностью, наличием льда [4, 5] и процессами интенсивного ветрового воздействия, приводящими к формированию глубокого перемешанного слоя [6]. Содержание железа и освещенность являются главными лимитирующими факторами роста клеток фитопланктона [1, 2]. Основными источниками железа в регионе являются терригенные взвеси, которые в большом количестве попадают в океан вблизи островов, в прикромочной зоне льда и в зонах апвеллинга [2, 7, 8].

Интенсивная крупномасштабная и вихревая динамика способствует перераспределению биогенных элементов, приводя к значительной пространственной неоднородности распределения концентрации хлорофилла *a* (*Chl-a*) [7, 8]. Наиболее полная информация о пространственной неоднородности в поверхностном слое была получена по данным спутниковых оптических измерений [4, 7–11]. Эти данные позволили впервые определить особенности сезонного хода концентрации *Chl-a* на поверхности в различных районах Антарктики [4, 7, 11].

В работе [11] на основе спутниковых и контактных данных проведено районирование особенностей сезонного хода цветения *Chl-a* в различных зонах пролива Дрейка, обсуждена связь сезонного хода *Chl-a* с выхолаживанием и освещенностью. Отмечено смещение пиковых значений концентрации *Chl-a* с ноября по январь от севера к югу. В работах [4, 7] была продемонстрирована значительная изменчивость распределения концентрации *Chl-a* в высокопродуктивных зонах и океанических пустынях. Впервые на основе этих данных продемонстрировано, что зоны наибольшей продуктивности привязаны к топографическим особенностям, от которых они простираются на тысячи километров под влиянием адвекции [7, 8]. Авторы работы [8] связывают рост концентрации *Chl-a* с апвеллингом, возникающим при воздействии топографических неровностей на поток вод. Большие концентрации *Chl-a*, по различным данным, наблюдаются в период таяния льда в Антарктике [12], распределение прикромочных цветений также имеет сильную пространственную изменчивость [13, 14].

Одним из важных и наиболее продуктивных районов Антарктики является южная часть Атлантического океана [4], в которой в настоящее время сосредоточены экспедиционные исследования России [9, 11, 15–19]. Эта область характеризуется наиболее резкой изменчивостью гидродинамических и гидробиологических процессов, связанных с рядом особенностей: интенсификацией Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) в районе пролива Дрейка, столкновением Бразильского и Мальвинского течений, наличием ряда островов, являющихся источником терригенных биогенов, а также выдающимся в открытый океан Антарктическим п-овом. Интенсивная динамика значительно влияет на функционирование экосистемы этого района, важной характеристикой которой является *Chl-a*, выступающий индикатором биомассы фитопланктона. Именно распределение биомассы фитопланктона во многом определяет пространственную изменчивость его потребителя – зоопланктона, в том числе экономически важного – криля. Понимание особенностей сезонного хода концентрации *Chl-a* в различных регионах необходимо при подготовке и анализе данных российских антарктических экспедиций.

Цель настоящей работы – на основе долговременных спутниковых оптических измерений за 2002–2019 гг. исследовать сезонный ход поверхностной концентрации *Chl-a* в Южной Атлантике и его пространственные особенности, выделить районы максимальных значений концентрации *Chl-a* и провести анализ причин ее увеличения в этих регионах. В данной статье использованы материалы доклада, представленного на Всероссийской научной конференции «Моря России: вызовы отечественной науки»¹.

2. Данные и методы

Для исследования использовались данные о поверхностной концентрации *Chl-a*, полученные по данным спутникового сканера *MODIS-Aqua* за 2002–2019 гг. в Южной Атлантике в районе 30°–80° ю. ш., 70° з. д. – 25° в. д. Данные Level 3 были загружены из архива <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>. Концентрация *Chl-a* рассчитывалась по стандартной методике с использованием алгоритма *OC3M* для *MODIS* и *OC4* для *SeaWIFS* [20]. Пространственное разрешение используемых данных составляет 4 км.

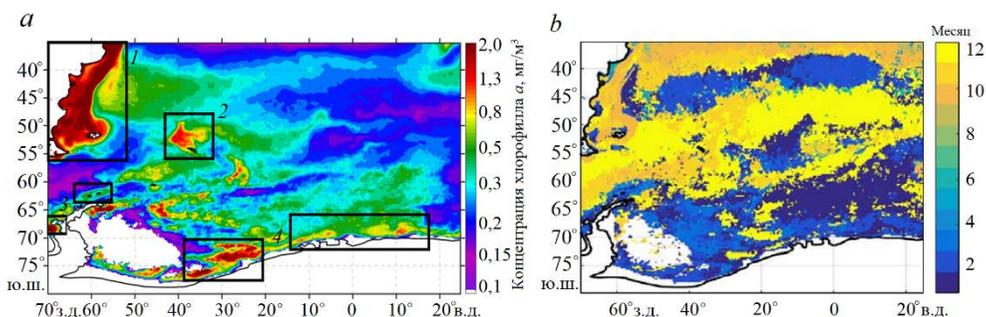
Отметим, что спутниковые методы восстановления концентрации *Chl-a* дают погрешность, оценка которой в среднем составляет около 30 % [20]. По данным [21], стандартный алгоритм *NASA OC4v4* приводит к занижению значения концентрации *Chl-a* в Атлантическом секторе Южного океана более чем на 0,2 мг/м³. Разработанные региональные алгоритмы приводят к незначительному уменьшению среднеквадратичного отклонения на 0,1 мг/м³ [22]. Однако, например, в работе [9] на основе сопоставления спутниковых и экспедиционных данных в Южной Атлантике было показано, что коэффициент корреляции между этими данными превышал 0,93, и сделан вывод, что они могут быть использованы для оценки содержания *Chl-a* в поверхностном слое в исследованных районах Антарктики. Настоящая статья в большей степени посвящена качественному описанию пространственно-временной изменчивости концентрации *Chl-a*, а также определению районов максимальных концентраций *Chl-a* на морской поверхности. При интерпретации результатов необходимо учитывать неизбежные неточности описываемых абсолютных значений концентрации *Chl-a*, связанные с использованием спутниковых данных.

3. Сезонная изменчивость концентрации *Chl-a*

Среднее пространственное распределение концентрации *Chl-a* на морской поверхности за 2002–2019 гг. для исследуемого района (рис. 1) демонстрирует значительную пространственную неоднородность ее значений. Зоны высоких концентраций со значениями 0,5–1 мг/м³ сосредоточены в основном восточнее пролива Дрейка, при этом в самом проливе концентрации *Chl-a* значительно ниже (0,1–0,2 мг/м³). На рис. 1 выделяются несколько районов, в которых средние значения концентрации *Chl-a* по спутниковым данным достигают достаточно высоких значений – более 1 мг/м³:

¹ Бакуева Я. И., Кубрякова Е. А., Кубряков А. А. Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла *a* в Атлантическом секторе Южного океана по спутниковым данным // Моря России: вызовы отечественной науки : тезисы докладов Всероссийской научной конференции, Севастополь, 26–30 сентября 2022 г. Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022. С. 180–181.

- область 1 – восточное побережье Южной Америки, южнее залива Ла-Плата, в который впадает вторая по величине река Южной Америки – Парана. Отсюда воды с высокими значениями концентрации *Chl-a* транспортируются на восток вдоль субантарктического фронта;
- область 2 – район выноса глубинных вод полярным фронтом вблизи о-вов Южная Георгия;
- область 3 – район выноса вод от прикромочной зоны Антарктического п-ова;
- область 4 – антарктический шельф к востоку от моря Уэдделла.



Р и с. 1. Среднее пространственное распределение концентрации *Chl-a* (mg/m^3) (a) и максимальной концентрации *Chl-a* по месяцам (b) по данным спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua* в исследуемом районе за 2002–2019 гг.

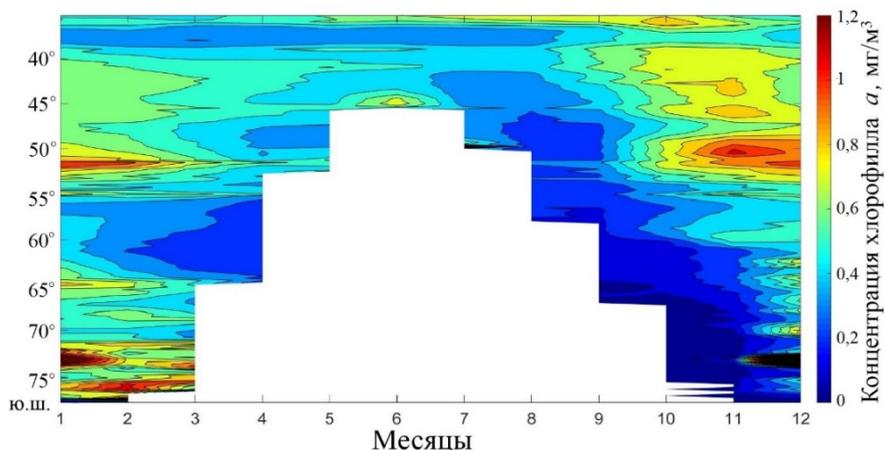
F i g. 1. Average spatial distribution of the *Chl-a* concentration (mg/m^3) (a) and maximum *Chl-a* concentration by months (b) based on the *MODIS-Aqua* satellite observations in the area under study for 2002–2019

Далее в работе будет проведен подробный анализ изменчивости концентрации *Chl-a* для каждой из этих отдельных областей.

Между областями 1 и 3 наблюдается зона низких концентраций *Chl-a*, связанная с адвекцией бедных тихоокеанских вод через пролив Дрейка. Язык этих вод меняет свое положение в зависимости от сезона и год от года, на рис. 1, a он наблюдается до 40° з. д., т. е. вплоть до области 2 – о-вов Южная Георгия.

Диаграмма среднего сезонного хода концентрации *Chl-a* (рис. 1, a) для исследуемого района на каждой широте демонстрирует, что в северной части района, выше 45° ю. ш., спутниковые данные о концентрации *Chl-a* получают круглый год. Южнее 45° ю. ш. на диаграмме заметна достаточно обширная зона, где данные полностью отсутствуют из-за полярной ночи, поэтому исследовать изменчивость концентрации *Chl-a* по спутниковым данным за весь год в этом районе не представляется возможным.

На диаграмме (рис. 2) хорошо видна выраженная особенность – с увеличением широты пик концентрации *Chl-a* и начало цветения наблюдаются позже. Такая особенность, отмеченная в работах [4, 9], связана с разными сроками начала интенсивного прогрева и появления устойчивой термической стратификации, которая вызывает начало цветения.



Р и с. 2. Сезонная диаграмма изменчивости концентрации *Chl-a*, осредненной по долготам, на разных широтах для исследуемой акватории за 2002–2019 гг.

F i g. 2. Seasonal diagram of the longitude-averaged *Chl-a* concentration variability at different latitudes for the area under study for 2002–2019

Концентрация *Chl-a* в северной части акватории (35°–45° ю. ш.) начинает увеличиваться, как правило, с сентября – октября ежегодно, достигая максимума средних значений к ноябрю. Значения выше средних наблюдаются с сентября по апрель. На широтах 45°–55° наблюдается сходная картина сезонной динамики концентрации *Chl-a*. Области с минимальной концентрацией *Chl-a* (около 0,2 мг/м³) фиксировались с августа по сентябрь, области с максимальной концентрацией *Chl-a* регистрировались с ноября по февраль с локальными максимумами в пределах 0,9–1,1 мг/м³. Отдельные широты выделяются очень высокими значениями концентрации *Chl-a*, что связано с расположением здесь определенных топографических особенностей: островов, шельфовых зон, которые рассмотрены более подробно в следующем разделе.

На широтах 55°–65° ю. ш. наблюдаются наименьшие амплитуды сезонного хода концентрации *Chl-a*. Минимум отмечается с августа по апрель, а повышенные значения – с октября по февраль. В этих широтах находится пролив Дрейка, а также глубоководные районы Южной Атлантики, где значения концентрации *Chl-a* минимальны.

С 65° ю. ш. по 75° ю. ш. процесс цветения, как правило, наблюдается с ноября, достигая максимума в декабре – январе (значения более 1,2 мг/м³) и продолжаясь до марта. В этих областях спутниковые наблюдения позволяют располагать данными от двух до четырех месяцев в году в зависимости от широты. Данный район наблюдения расположен в южной части акватории у антарктического шельфа. Предположительно, рост концентрации *Chl-a* здесь связан с таянием прикромочных льдов.

Для определения пространственной изменчивости времени достижения пиковых значений концентрации *Chl-a* ее сезонный ход был рассчитан в каждой точке массива. Далее определялся месяц, соответствующий ее максимуму (см. рис. 1, *b*). Время достижения пиковых концентраций *Chl-a* варьирует от октября по март в разных районах. Раньше всего пик фиксируется в октябре –

ноябре: в наиболее теплых водах над патагонским шельфом, в субтропических широтах (выше 40° ю. ш.). В это же время фиксируется пик в южной части пролива Дрейка. Причиной повышения концентрации *Chl-a* до пиковых значений в этой области является наличие источников биогенных элементов в мелководных областях шельфа вблизи Южных Шетландских островов. К декабрю пиковые значения смещаются в центральные части района на широту 45° ю. ш. В январе и феврале максимальный рост концентрации *Chl-a* регистрируется в южной части Атлантического сектора, в основном южнее 65° ю. ш., вплоть до антарктического шельфа. При этом в январе пик фиксируется только в морской восточной части моря Уэдделла и в море Скоша, которые в это время освобождаются ото льда.

На карте среднемесячных максимальных концентраций *Chl-a* (см. рис. 1, *b*) выделяются две области на севере, в которых пик также отмечается в январе – феврале: 1) на границе Полярного и Субантарктического фронтов, между 40° и 48° ю. ш.; 2) область восточнее о-вов Южная Георгия (10° – 20° в. д., 50° – 60° с. ш.). Причиной такого смещения пика в обеих областях, вероятно, является горизонтальная адвекция *Chl-a* и биогенов из районов их высокой концентрации. В первом случае источником питательных веществ являются воды аргентинского шельфа, во втором – о-ва Южная Георгия (см. рис. 1, *a*). Эти процессы более подробно будут рассмотрены далее.

Анализ сезонных карт (рис. 3) показывает, что повышение концентрации *Chl-a* начинается в сентябре вблизи берега Южной Америки в районе встречи Фолклендского и Бразильского течений. В сентябре область с высокой концентрацией *Chl-a* наблюдается на всем аргентинском шельфе вокруг южного берега архипелага Огненная Земля и до Фолклендских о-вов (от $0,7$ до более чем $2,0$ мг/м³). Это, вероятнее всего, связано с интенсификацией стока реки Парана в весенний период и его поступлением в шельфовую зону под влиянием адвекции Бразильского течения на данном участке.

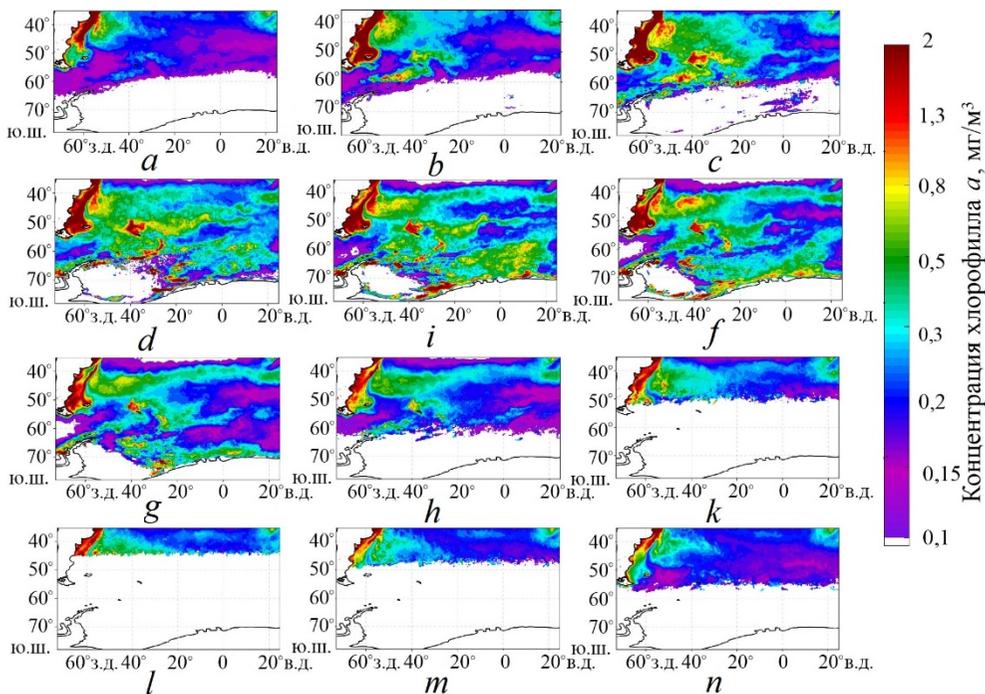
В октябре области с высокими значениями концентрации *Chl-a* (более $2,0$ мг/м³) распространяются над всем аргентинским шельфом и достигают крайней точки архипелага Огненная Земля – мыса Горн на юге и Фолклендских о-вов на востоке. Последующее повышение концентрации *Chl-a* приходится на позднюю антарктическую весну: середину – конец ноября. В это время наблюдается повсеместное увеличение зон с повышенными значениями концентрации *Chl-a* и появление области высоких концентраций на южной границе Полярного фронта вблизи о-вов Южная Георгия (50° – 60° ю. ш., 30° – 50° з. д.). Резкий рост концентрации *Chl-a* в этих районах связан [7, 8] в первую очередь с выносом терригенной взвеси и биогенных веществ от островов и окружающего их шельфа. Кроме этого, вероятно, важную роль играет апвеллинг, вызванный сдвигом скорости АЦТ при обтекании шельфа островов, приводящий к резкому поднятию питательных веществ из глубинных слоев [8].

Полосы высоких значений концентрации *Chl-a* от о-вов Южная Георгия вытягиваются далеко на восток вплоть до долготы 10° в. д. Такое расширение полосы связано с распространением биогенов от островов под действием адвекции АЦТ [8]. Остров Южная Георгия в этом случае выступает в роли постоянного источника питательных веществ, который непрерывно снабжает биогенами акваторию восточнее его. К декабрю полоса высоких значений

концентрации *Chl-a* распространяется на ~ 5000 км на восток. Действительно, по данным альтиметрии, скорость АЦТ составляет примерно 0,5 м/с, тогда за три месяца она сместится на ~ 4000 км. Этот перенос и объясняет смещение пика цветения в районе 2 (35°–45° в. д., 50°–60° ю. ш.) (рис. 3). В северной части исследуемого района область высоких значений, связанная с другим источником (река Парана), также значительно вытягивается на восток, достигая 10° з. д. и вызывая смещение пика цветения в этой зоне.

С начала декабря зоны с повышенной концентрацией *Chl-a* смещаются в более южные широты, вплоть до бровки континентального шельфа восточнее Антарктического п-ова, и к концу декабря распространяются вдоль антарктического шельфа. В данной области наиболее ярко выраженной является динамика концентрации *Chl-a* в январе, когда высокие значения достигают более 0,6 мг/м³ и концентрируются на бровке антарктического шельфа. Здесь они отмечаются до февраля, в марте показатели концентрации *Chl-a* значительно уменьшаются.

Далее начинается достаточно динамичное повсеместное снижение концентрации *Chl-a* до 0,1–0,5 мг/м³ к началу апреля, за исключением акватории вблизи стока рек Парана и Уругвай (рис. 3, *g, h*). Следует отметить, что данные о концентрации *Chl-a* с апреля по октябрь отсутствуют в связи с оптическими особенностями сканера и ледообразованием (рис. 3, *k – n*).



Р и с. 3. Среднее содержание *Chl-a* в выбранном районе (30°–80° ю. ш., 70° з. д. – 25° в. д.) по данным спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua* в сентябре (*a*), октябре (*b*), ноябре (*c*), декабре (*d*), январе (*e*), феврале (*f*), марте (*g*), апреле (*h*), мае (*k*), июне (*l*), июле (*m*) и августе (*n*) за 2002–2019 гг.

F i g. 3. Average *Chl-a* content in the selected region (30°–80° S, 70° W–25° E) based on the *MODIS-Aqua* satellite observations in September (*a*), October (*b*), November (*c*), December (*d*), January (*e*), February (*f*), March (*g*), April (*h*), May (*k*), June (*l*), July (*m*) and August (*n*) for 2002–2019

Следует выделить как отдельный район пролив Дрейка, который отличается наиболее низкими значениями концентрации *Chl-a* [7, 8], связанными с адвекцией бедных тихоокеанских вод через пролив. В западной части пролива низкая концентрация *Chl-a* (менее 0,2 мг/м³) наблюдается во все сезоны. В восточной части в ноябре – декабре отмечается сезонный пик роста концентрации *Chl-a* до значений 0,3–0,5 мг/м³, связанный с распространением биогенов из районов с южной границы Полярного фронта. Положение и интенсивность залива тихоокеанских вод и минимума концентрации *Chl-a* имеют выраженную сезонную и межгодовую изменчивость, которая значительно влияет на пространственное распределение концентрации *Chl-a* в этом районе.

4. Региональные особенности изменчивости концентрации *Chl-a* в зонах ее локальных максимумов в Южной Атлантике

Для более детального понимания физических факторов роста концентрации *Chl-a* было проведено детальное исследование ее изменчивости в четырех выбранных районах (см. рис. 1).

4.1. Район 1 – аргентинский шельф

Область восточного побережья Южной Америки находится южнее залива Ла-Плата, между 22°–59° ю. ш. и 46°–75° з. д. Этот район характеризуется высокими значениями концентрации *Chl-a* в течение всего года, что связано с выносом речных вод от рек Парана и Уругвай (годовой сток рек в океан в общей сложности составляет 650 км³). Основной чертой пространственной изменчивости является область с концентрациями *Chl-a* более 1,3 мг/м³, которая совпадает с положением аргентинского шельфа. В августе такие воды наблюдаются до глубины 100 м, в сентябре до глубины 200 м, а в октябре – до 500 м.

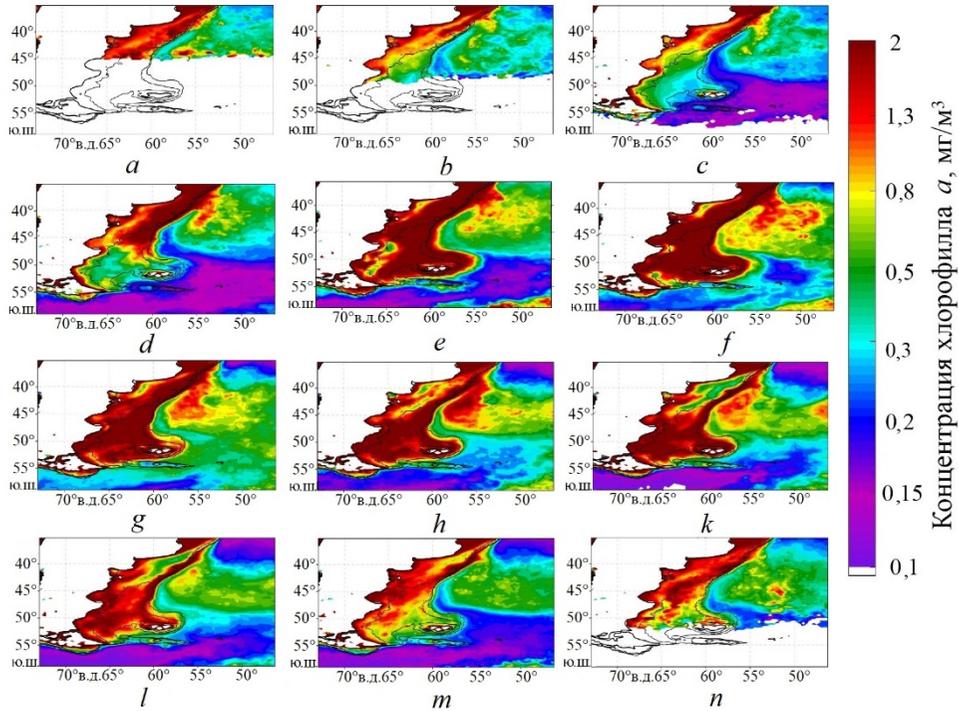
Снижение концентрации *Chl-a* в этом районе, особенно выраженное в центре шельфа, наблюдается в летний период. В июне ее высокие значения локализуются в прибрежной части района у устья реки Парана, а также на бровке аргентинского шельфа на глубинах 100–200 м (рис. 4, *a*). Такое же распределение концентраций наблюдается в течение июля и августа, когда высокие значения занимают еще меньшие области (рис. 4, *b*, *c*).

В сентябре концентрация *Chl-a* в этих районах начинает расти, особенно в северной части района, откуда богатые *Chl-a* воды увлекаются Бразильским течением и мезомасштабными вихрями на юго-восток (рис. 4, *d*).

К октябрю (рис. 4, *e*) значения концентрации *Chl-a* достигают максимума (более 5 мг/м³) и занимают почти весь аргентинский шельф до глубины 500 м, достигая Фолклендских о-вов. С октября по декабрь ее значения повышаются в южной части района и снижаются в северной. Распределение концентрации *Chl-a* очень неравномерно по пространству. На климатических картах отмечается ряд локальных максимумов и минимумов, которые, вероятно, связаны с гидрологическими особенностями – выраженными фронтальными зонами в районе сопряжения Бразильского и Фолклендского течений.

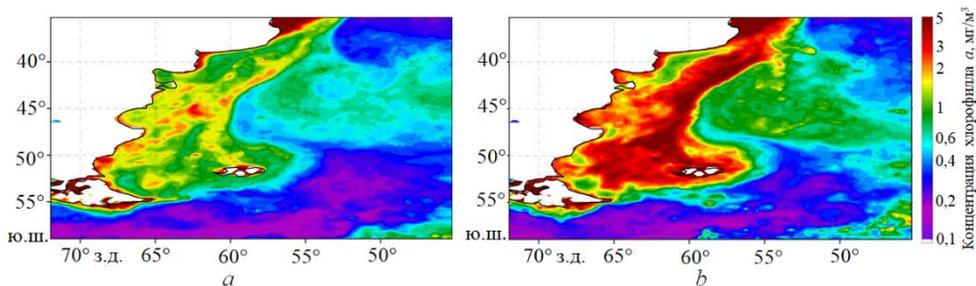
В северной части района отмечается зона выноса богатых высоким содержанием *Chl-a* вод на восток. Ширина выноса увеличивается по мере наступления антарктического лета (рис. 4, *f* – *k*), зона выноса сдвигается в южном направлении к февралю. Далее области распространения богатых *Chl-a* вод на восток сужаются, образуя к апрелю достаточно узкий коридор выноса

(рис. 4, *m*). Следует отметить мощное локальное цветение в мае над глубоководной частью акватории в восточной части района. Дальнейшее развитие этого цветения не удастся отследить в июне и июле из-за отсутствия данных в этих широтах (рис. 4, *a*, *b*).



Р и с. 4. Распределение среднемесячной концентрации *Chl-a* в июне (*a*), июле (*b*), августе (*c*), сентябре (*d*), октябре (*e*), ноябре (*f*), декабре (*g*), январе (*h*), феврале (*k*), марте (*l*), апреле (*m*) и мае (*n*) с 2002 по 2019 г. На карты нанесены изобаты 100, 200 и 500 м

F i g. 4. Distribution of the monthly-averaged *Chl-a* concentration in June (*a*), July (*b*), August (*c*), September (*d*), October (*e*), November (*f*), December (*g*), January (*h*), February (*k*), March (*l*), April (*m*) and May (*n*) in 2002–2019. The 100, 200 and 500 m isobaths are plotted on the maps



Р и с. 5. Распределение среднегодовых концентраций *Chl-a* в выбранной области за 2005 (*a*) и 2011 гг. (*b*)

F i g. 5. Distribution of the annual average *Chl-a* concentrations in the selected region for 2005 (*a*) and 2011 (*b*)

Изменчивость концентрации *Chl-a* характеризуется выраженными межгодовыми колебаниями, затрагивающими весь исследуемый район. На рис. 5 представлены карты среднегодовых концентраций *Chl-a* на поверхности по данным спутниковых наблюдений за 2005 и 2011 гг. В 2005 г. среднегодовое значение концентрации *Chl-a* было минимальным и области с высокими значениями занимали наименьшие площади. В 2011 г. (рис. 5, *b*) был зафиксирован пик концентрации *Chl-a* в данном районе за 2002–2019 гг. В это время концентрации на всем патагонском шельфе и в северо-восточной части района были в два раза выше, чем в 2005 г.

4.2. Район 2 – о-ва Южная Георгия

Следующая исследуемая область находится вблизи о-вов Южная Георгия между 48°–56° ю. ш. и 32°–45° з. д. Эта область вытянута в широтном направлении (см. рис. 1, *a*), что связано с переносом биогенов на восток АЦТ. Следует отметить, что в этом районе данные о концентрации *Chl-a* по спутниковым наблюдениям доступны почти круглый год с августа до апреля.

Анализ карт распределения среднемесячных концентраций *Chl-a* позволил определить пространственно-временные характеристики цветения в данном районе на примере среднемесячных карт за 2002 по 2019 г. На карты были нанесены изобаты 100, 200 и 500 м для лучшего определения границ областей повышенных концентраций *Chl-a*.

График временной и сезонной изменчивости (рис. 6, *a*) показывает, что ежегодное резкое повышение концентрации *Chl-a* в данном районе в среднем отмечается с сентября, а максимума ее значения достигают в декабре (в среднем около 0,87 мг/м³). Такие высокие средние концентрации *Chl-a* держатся довольно недолго, к январю значения опускаются ниже 0,7 мг/м³. В целом с начала года по август наблюдается заметное снижение концентраций (минимум в августе – около 0,2 мг/м³).

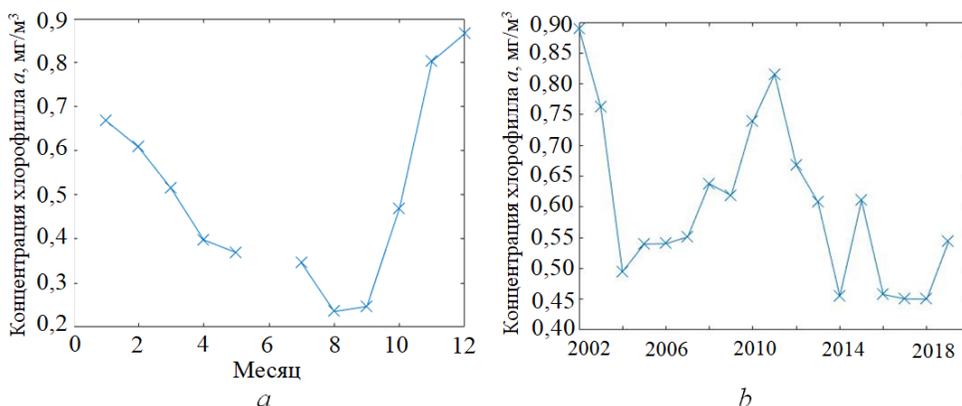
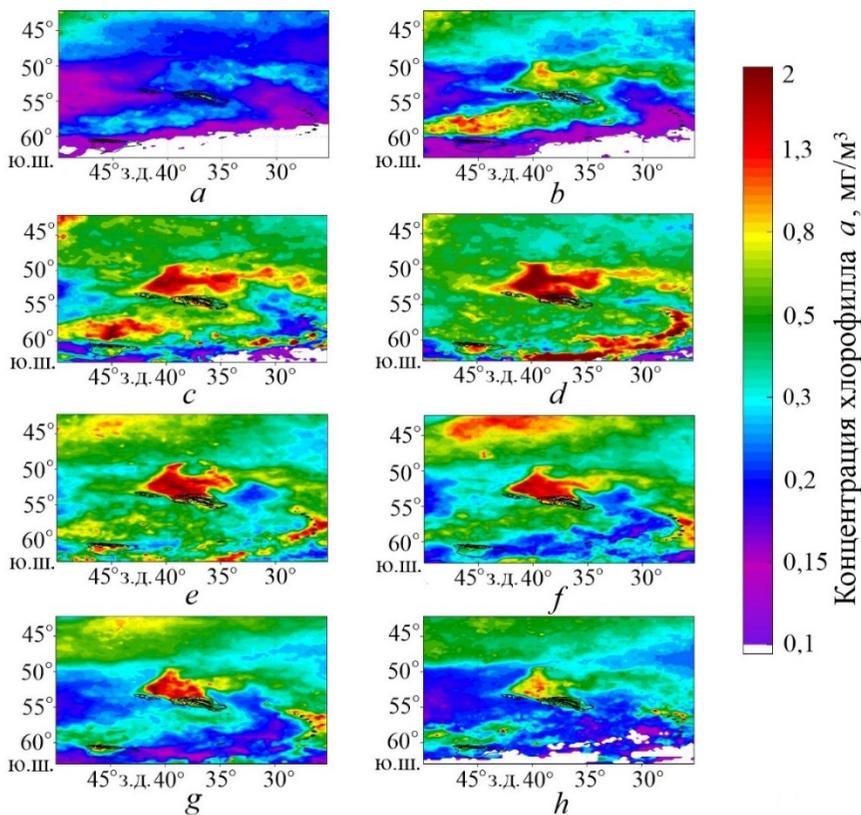


Рис. 6. Изменчивость средней концентрации *Chl-a* в исследуемой области за 2002–2019 гг.: *a*) сезонная; *b*) среднегодовая

Fig. 6. Variability of the *Chl-a* average concentration in the region under study in 2002–2019: *a*) seasonal and *b*) annual average ones

Анализ среднемесячных карт позволил детально исследовать пространственно-временную изменчивость исследуемого параметра. Незначительные локальные повышения концентраций *Chl-a* ежегодно начинаются с сентября и имеют ярко выраженную меридиональную направленность (рис. 7, *a*), связанную с переносом биогенов и фитопланктона потоком АЦТ. Далее следует резкое повышение концентрации в октябре, при этом зоны с высокими концентрациями расположены на подветренной стороне мелководных банок на глубинах более 500 м. Максимальные значения концентрации *Chl-a* фиксируются в восточной части мелководных банок, при этом языки выноса богатых *Chl-a* вод распространяются с запада на восток, достигая в ноябре 25° з. д. Область максимума имеет ромбовидную форму в области 33°–43° з. д., 49°–55° ю. ш. и характеризуется концентрациями выше 2 мг/м³.



Р и с. 7. Распределение среднемесячной концентрации *Chl-a* в сентябре (*a*), октябре (*b*), ноябре (*c*), декабре (*d*), январе (*e*), феврале (*f*), марте (*g*) и апреле (*h*). На карты нанесены изобаты 100, 200 и 500 м

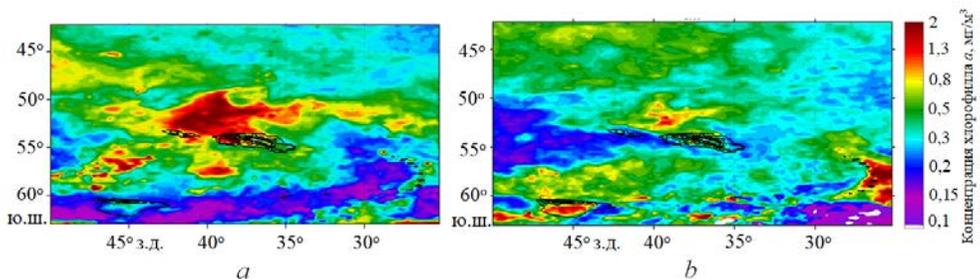
F i g. 7. Distribution of the monthly-averaged *Chl-a* concentrations in September (*a*), October (*b*), November (*c*), December (*d*), January (*e*), February (*f*), March (*g*), and April (*h*). The 100, 200 and 500 m isobaths are plotted on the maps

Наиболее ярко выражена данная особенность в декабре и январе (рис. 7, *d*, *e*), когда подобное расположение зоны цветения демонстрирует, насколько значительное воздействие особенности топографии оказывают на АЦТ и, как

следствие, на изменчивость концентрации *Chl-a*. Натекание потока на банки приводит к развитию синоптических вихрей и апвеллинга, что может являться одной из дополнительных причин увеличения потока биогенов в данном районе [23]. С февраля по апрель области высоких и средних концентраций *Chl-a* постепенно уменьшаются и смещаются в более низкие широты.

Следует отметить мощное цветение, наблюдаемое южнее о-вов Южная Георгия, которое особо ярко проявляется в декабре. Область цветения находится в прикромочной зоне льда на севере моря Уэдделла и ее расположение, по-видимому, связано с выносом биогенов при таянии льдов (рис. 7, *d*).

С 2002 по 2019 г. в данном регионе распределение средней концентрации *Chl-a* по поверхности неравномерно, в течение всего сезона прослеживаются как области с высокими значениями, так и области со стабильно низкими значениями. Средние показатели концентрации *Chl-a* равны $0,55 \text{ мг/м}^3$ (при этом максимальное и минимальное значения показателя достигали $3,64 \text{ мг/м}^3$ и $0,13 \text{ мг/м}^3$ соответственно). На рис. 6, *b* отображен график среднегодовой изменчивости *Chl-a* в выбранный период, на котором четко наблюдаются заметные различия в показателях концентрации в разные годы. Пример на рис. 8 демонстрирует среднегодовое распределение концентрации *Chl-a* в 2011 и в 2016 гг. В 2016 г. (рис. 8, *b*) ее среднегодовое значение было минимальным и области с высокими значениями занимали наименьшие площади. В 2011 г. (рис. 8, *a*) был зафиксирован пик концентрации *Chl-a* в данном районе за 2002–2019 гг. В это время средние концентрации в выбранной акватории достигали в два раза бóльших значений, чем в 2016 г.



Р и с. 8. Распределение среднегодовых концентраций *Chl-a* в выбранной области за 2011 (*a*) и 2016 гг. (*b*)

Fig. 8. Distribution of the annual average *Chl-a* concentrations in the selected region for 2011 (*a*) and 2016 (*b*)

4.3. Район 3 – шельфовая зона Антарктического п-ова

На основе анализа пространственной изменчивости выделяется две основные области цветения вблизи Антарктического п-ова между 52° – 75° ю. ш. и 65° – 72° з. д. (рис. 9). Область «а» имеет прямоугольную форму, находится в западной прибрежной части Антарктического п-ова в северной части моря Беллинсгаузена в пределах 64° – 67° ю. ш. и 65° – 70° з. д., область «б» расположена вблизи Южных Шетландских о-вов в пределах 61° – 64° ю. ш. и 54° – 63° з. д. Обе исследуемые области находятся над континентальным шельфом с глубинами до 500 м.

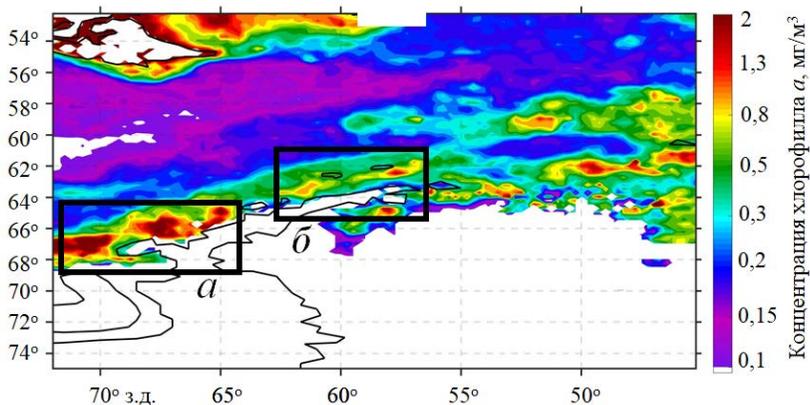


Рис. 9. Области повышенных концентраций *Chl-a* вблизи Антарктического п-ова по данным спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua*
Fig. 9. Areas of the increased *Chl-a* concentrations near the Antarctic Peninsula based on the *MODIS-Aqua* satellite observations

Сезонная изменчивость в обоих районах сходна (рис. 10). С сентября по декабрь концентрации повышаются, однако в области «а» показатели значительно выше (0,55 мг/м³ в области «а» против 0,35 мг/м³ в области «б»). Интересное наблюдение: в области «а» ежегодно повышаются концентрации *Chl-a* также с марта по апрель. С мая по август данные о концентрации *Chl-a* отсутствуют в обеих областях.

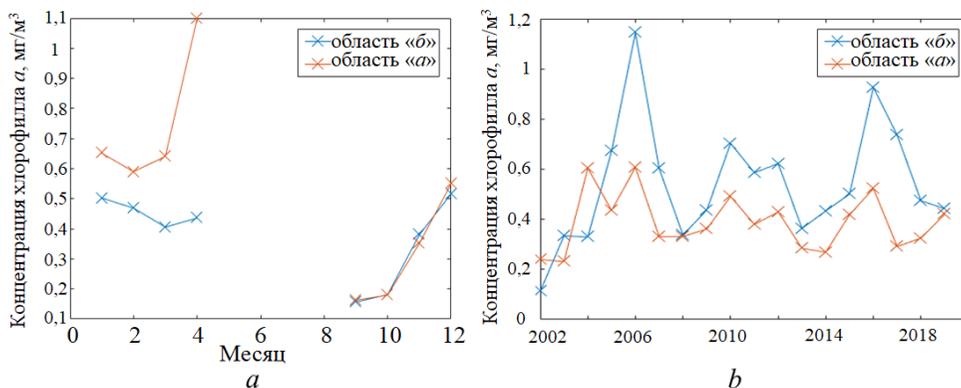
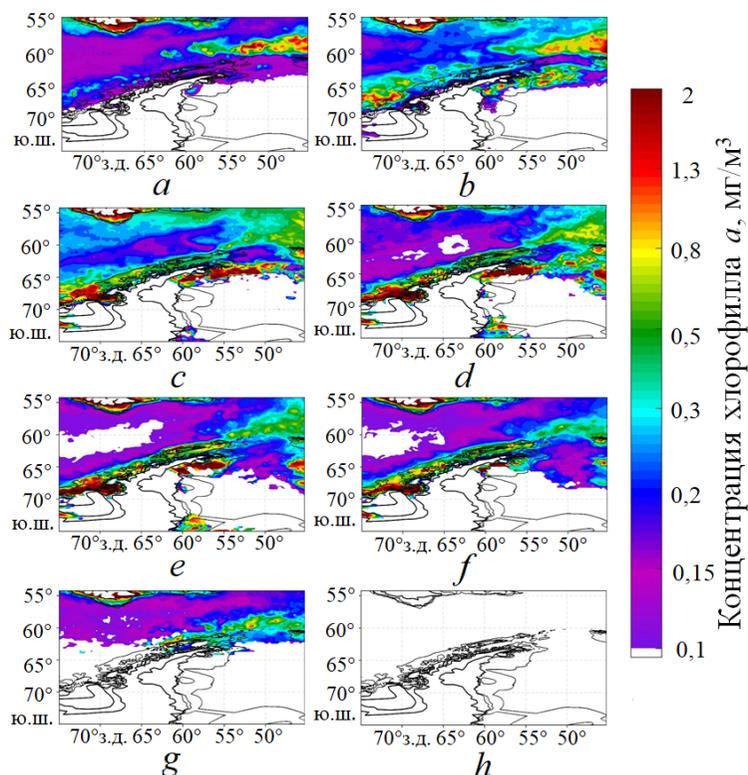


Рис. 10. Изменчивость средней концентрации *Chl-a* в исследуемой области за 2002–2019 гг.: а) сезонная; б) среднегодовая
Fig. 10. Variability of the *Chl-a* average concentration in the region under study in 2002–2019: а) seasonal and б) annual average ones

Сезонная эволюция концентрации *Chl-a* (рис. 11) указывает на ежегодное локальное повышение концентрации, начинающееся с октября, вблизи шельфа Георга VI. Данное повышение к ноябрю распространяется вдоль южного фронта АЦТ вблизи шельфа Антарктического п-ова и, вероятнее всего, связано с выносом питательных терригенных веществ от прикомочных льдов, а также

с апвеллингом на фронте АЦТ (рис. 11, *a*). С декабря по март (рис. 11, *c – f*) в районе области «а» локализуется зона наибольшего цветения (более 2 мг/м³). Одной из важных причин такого процесса является прикромочное цветение, возникающее в результате попадания питательных веществ в воду при таянии льда. В результате этого процесса, а также выноса богатых вод южным фронтом АЦТ зона высоких значений концентрации *Chl-a* распространяется достаточно равномерно вдоль всего континентального шельфа Антарктического п-ова (рис. 11, *d – f*), принимая очертания течений, после чего выносятся в восточную часть бассейна под действием АЦТ.



Р и с. 11. Распределение среднемесячных концентраций *Chl-a* в выбранной области в октябре (*a*), ноябре (*b*), декабре (*c*), январе (*d*), феврале (*e*), марте (*f*), апреле (*g*) и мае (*h*) с 2002 по 2019 г. по данным спутниковых наблюдений. На карты нанесены изобаты 100, 200 и 500 м

F i g. 11. Distribution of the monthly-averaged *Chl-a* concentrations in the selected area in October (*a*), November (*b*), December (*c*), January (*d*), February (*e*), March (*f*), April (*g*) and May (*h*) in 2002–2019 based on satellite observations. The 100, 200 and 500 m isobaths are plotted on the maps

По мере уменьшения площади цветения в прикромочной ледовой зоне (область «а») уменьшается и язык выноса питательных вод на более северные широты (область «б»). Данное явление достаточно хорошо заметно в марте (рис. 11, *f*), когда высокие значения концентрации *Chl-a* наблюдаются только у юго-западной стороны Антарктического п-ова. Начиная с апреля дальнейшее распространение цветения определить по оптическим данным невозможно из-за отсутствия оптических данных (рис. 11, *g, h*).

4.4. Район 4 – антарктический шельф к востоку от моря Уэдделла

Последний выделенный регион локализуется в области южных широт: антарктический шельф и юго-восточная часть моря Уэдделла между 66°–78° ю. ш. и 10° з. д. – 50° в. д. Данный район вызывает интерес из-за процессов, вызывающих увеличение концентраций *Chl-a* при таянии льдов. Изменчивость цветения определяется не только прогревом поверхностного слоя, но и динамикой отступления границы ледового поля с эффектом цветения на кромке тающих льдов, так как по мере таяния льда, а также из шельфовых отложений в воду поступает достаточное количество железа.

Данный район достаточно сильно вытянут в широтном направлении и имеет два отличных друг от друга по пространству и времени наступления эпицентра повышенных значений концентрации *Chl-a*. В связи с этим весь район также был поделен на две меньшие области: область «а» имеет квадратную форму и находится в юго-восточной части моря Уэдделла в пределах 71°–77° ю. ш. и 20°–40° з. д., область «б» имеет вытянутую вдоль антарктического шельфа форму и располагается между 66°–70° ю. ш. и 10° з. д. – 20° в. д. (рис. 12).

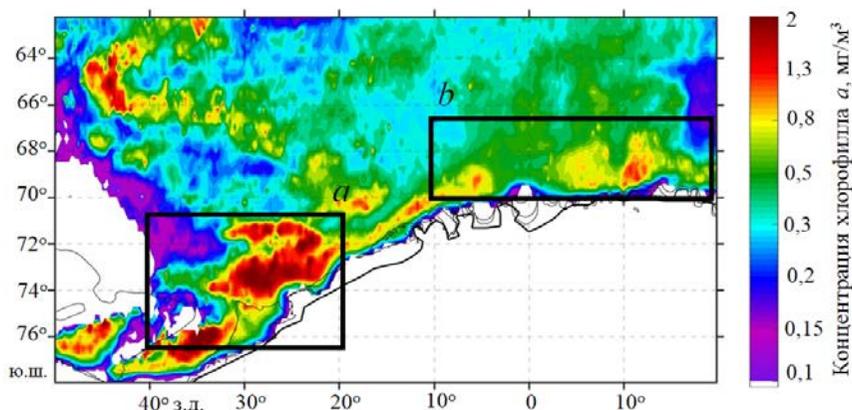
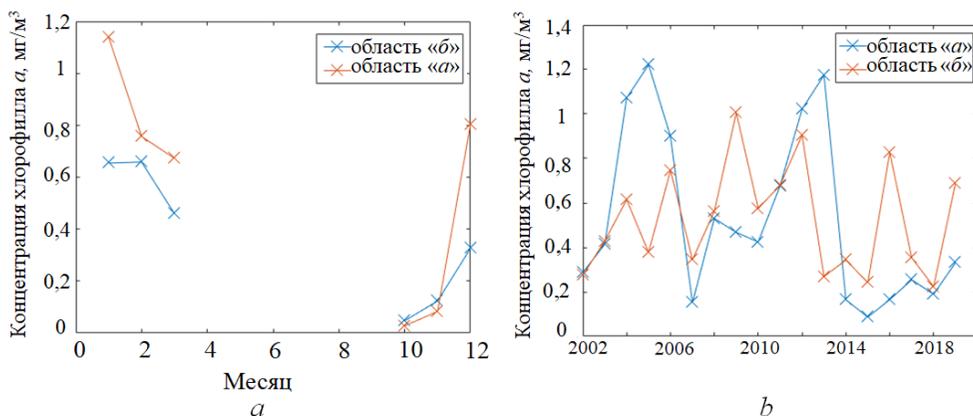


Рис. 12. Области повышенных концентраций *Chl-a* в районе 4 за 2002–2019 гг. по данным спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua*

Fig. 12. Areas of the increased *Chl-a* concentrations in region 4 for 2002–2019 based on the *MODIS-Aqua* satellite observations

Несмотря на близость областей «а» и «б», среднегодовая изменчивость концентраций *Chl-a* в данном районе различна. Так, в области «а» его средняя концентрация за все время равна 0,39 мг/м³, максимальная и минимальная концентрации достигают 4,14 мг/м³ и 0,015 мг/м³ соответственно. В области «б» его средняя концентрация равна 0,34 мг/м³, максимальная концентрация достигает гораздо меньших показателей и равна 2,07 мг/м³, минимальная концентрация – 0,017 мг/м³. На рис. 13 отображены средние концентрации *Chl-a* в двух областях в различные годы. На графике (рис. 13, б) можно заметить различающиеся по годам пики концентраций *Chl-a*. Для области «а» наблюдаются два крупных пика концентраций (более 0,9 мг/м³ в 2004–2006 и 2012–2013 гг.), в остальные годы значения не превышают 0,6 мг/м³. Для области «б»

характерна бóльшая межгодовая изменчивость концентраций *Chl-a*, когда пики наблюдались каждые 1–2 года, но достигали меньших значений, чем в области «а». Следует также отметить отсутствие выраженной корреляции между показателями в областях: пиковые годы для области «а» не совпадают с пиковыми годами для области «б», и наоборот. Это свидетельствует о разных физических факторах, влияющих на повышение концентраций *Chl-a* в этих районах, в частности различиях в ледовом покрытии.



Р и с. 13. Временная изменчивость средней концентрации *Chl-a* в исследуемых областях за 2002–2019 гг.: а) сезонная; б) среднегодовая

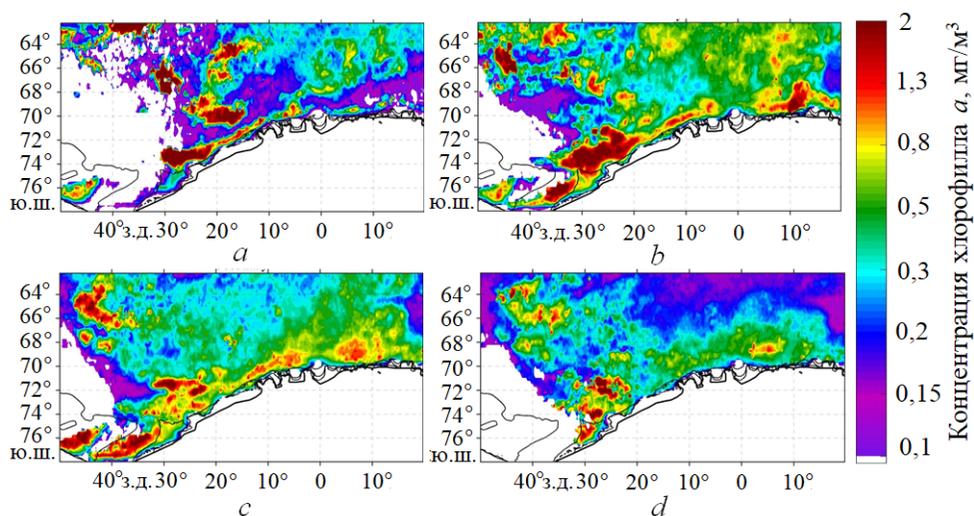
Fig. 13. Temporal variability of the average *Chl-a* concentration in the regions under study in 2002–2019: а) seasonal and б) annual average ones

Исходя из графиков сезонной изменчивости, показатели концентрации *Chl-a* характеризуются ежегодным повышением, начинающимся с октября. Цветения, как правило, имеют максимумы в январе (для области «а» среднемесячные показатели достигают 1,17 мг/м³, для области «б» значительно ниже – 0,65 мг/м³). После января концентрации резко снижаются, достигая наблюдаемых минимумов в марте. Как уже было сказано выше, с апреля по сентябрь данные об изменчивости концентраций *Chl-a* на поверхности полностью отсутствуют.

Сезонная эволюция распределения концентрации *Chl-a* описана на основании среднемесячных карт за 2002–2019 гг. На карты нанесены изобаты 100, 200 и 500 м для лучшего определения границ областей повышенных концентраций *Chl-a*. Следует отметить крайне короткий ежегодный период наблюдения с ноября по март, который связан с оптическими свойствами спутниковых наблюдений.

При анализе было отмечено ежегодное повышение значений показателя в декабре, в большинстве лет начинающееся на границе морей Уэдделла и Лазарева (рис. 14, а). Воды с высоким содержанием *Chl-a* выносятся с севера на юг и достигают континентального шельфа под действием круговорота Уэдделла (Weddell Cycle), что отчетливо видно на рис. 14, б, с. В целом цветение развивается с востока на запад вдоль прикромочной ледовой зоны и к январю

образует области очень высоких значений *Chl-a* (с показателями, иногда достигающими более 2 мг/м^3) в южной части моря Уэдделла (рис. 14, *b*), вблизи ледника Ронне и большей части акватории моря Рисер-Ларсена. Данные высокие значения сохраняются вплоть до февраля (рис. 14, *c*). В марте данные о концентрации *Chl-a* на морской поверхности в западной части области «а» в большинстве случаев отсутствуют на картах из-за ледовой обстановки, тогда как в области «б» концентрация характеризуется резким снижением значений от очень высоких до средних (рис. 14, *d*).



Р и с. 14. Распределение среднемесячной концентрации *Chl-a* в декабре (*a*), январе (*b*), феврале (*c*) и марте (*d*) с 2002 по 2019 г. На карты нанесены изобаты 100, 200 и 500 м

F i g. 14. Distribution of the monthly-averaged *Chl-a* concentration in December (*a*), January (*b*), February (*c*) and March (*d*) in 2002–2019. The 100, 200 and 500 m isobaths are plotted on the maps

5. Заключение

В данной работе на основе анализа спутниковых измерений *MODIS-Aqua* за 2002–2019 гг. впервые проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости сезонного хода концентрации *Chl-a* в различных районах Южной Атлантики и Атлантическом секторе Южного океана. В целом над всей областью исследования наблюдается более позднее начало цветения с пиком концентрации *Chl-a* по мере увеличения широты. В северной части пик концентрации *Chl-a* наблюдается в ноябре – декабре, а в южной – в январе – феврале, что связано со временем начала сезонного прогрева и появления устойчивой термической стратификации. Однако в ряде районов эта зависимость нарушается. В этих районах, расположенных к востоку от мощных источников биогенных элементов (островов, шельфовых вод), время достижения пиковых значений концентрации *Chl-a* связано с влиянием адвекции фитопланктона и биогенных элементов и наступает с задержкой, необходимой для переноса примеси под влиянием АЦТ.

На основе результатов анализа в выбранном регионе было выделено четыре зоны локальных максимумов концентрации *Chl-a*, а именно: аргентинский шельф; о-ва Южная Георгия; область в районе выноса вод от Антарктического п-ова; антарктический шельф к востоку от моря Уэдделла. Проведен детальный анализ сезонной изменчивости концентрации *Chl-a* в обозначенных зонах. Как правило, сезонная изменчивость этого показателя связана с расположением определенных особенностей: островов, шельфовых и фронтальных зон, выноса терригенной взвеси из рек Парана и Уругвай, прикромочной ледовой зоны и выноса вод Полярным фронтом. Отметим важную роль вод аргентинского шельфа, которые переносятся под действием Бразильского течения и влияют на изменчивость концентрации *Chl-a* на широтах 40°–45° ю. ш. на всей акватории Южной Атлантики. Другими известными важными источниками биогенов являются о-ва Южная Георгия и антарктический шельф. Цветение прикромочной зоны Антарктики характеризуется выраженной неоднородностью с максимумами в юго-восточной части моря Уэдделла и в море Лазарева.

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод о том, что главным фактором появления районов с повышенными концентрациями *Chl-a* является влияние особенностей топографии на фронты АЦТ, которое обуславливает как динамический баланс всего течения, так и поступление биогенов с терригенными взвесями, что во многом определяет биопродуктивность южной части Атлантики. В высоких широтах на изменчивость концентрации *Chl-a* также значительно влияет фактор таяния прикромочных льдов.

Анализ многолетних данных демонстрирует интенсивную межгодовую изменчивость концентрации *Chl-a*, амплитуды которой могут достигать очень высоких значений. Отметим, что спутниковые наблюдения дают возможность исследовать изменчивость *Chl-a* только в поверхностном слое. Вместе с тем распределение концентрации *Chl-a* в Южном океане характеризуется мощными глубинными максимумами, динамика которых может отличаться от динамики максимальных значений поверхностной концентрации *Chl-a*.

В наших следующих работах планируется исследовать особенности вертикального распределения концентрации *Chl-a* на основе нового доступного массива измерений буев Био-Арго и ее межгодовой изменчивости под влиянием различных физических факторов (выхолаживания, ледового покрова, режима течений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Banse K. Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: underwater irradiance, iron, or grazing? // Progress in Oceanography. 1996. Vol. 37, iss. 3–4. P. 241–291. doi:10.1016/S0079-6611(96)00006-7
2. Iron budgets for three distinct biogeochemical sites around the Kerguelen Archipelago (Southern Ocean) during the natural fertilisation study, KEOPS-2 / A. R. Bowie [et al.] // Biogeosciences. 2015. Vol. 12, iss. 14. P. 4421–4445. doi:10.5194/bg-12-4421-2015
3. Iron and light limitation of phytoplankton growth off East Antarctica / C. R. Vives [et al.] // Journal of Marine Systems. 2022. Vol. 234. 103774. doi:10.1016/j.jmarsys.2022.103774
4. Regional scale characteristics of the seasonal cycle of chlorophyll in the Southern Ocean / S. J. Thomalla [et al.] // Biogeosciences. 2011. Vol. 8, iss. 10. P. 2849–2866. doi:10.5194/bg-8-2849-2011

5. *Deppeler S. L., Davidson A. T.* Southern Ocean phytoplankton in a changing climate // *Frontiers in Marine Science*. 2017. Vol. 4. 40. doi:10.3389/fmars.2017.00040
6. Phytoplankton standing crops within an Antarctic ice edge assessed by satellite remote sensing / C. W. Sullivan [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. Vol. 93, iss. C10. P. 12487–12498. doi:10.1029/JC093iC10p12487
7. *Moore J. K., Abbott M. R.* Surface chlorophyll concentrations in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellite observations // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 37, iss. 1–3. P. 69–86. doi:10.1016/S0924-7963(02)00196-3
8. *Sokolov S., Rintoul S. R.* On the relationship between fronts of the Antarctic Circumpolar Current and surface chlorophyll concentrations in the Southern Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. Vol. 112, iss. C7. C07030. doi:10.1029/2006JC004072
9. *Демидов А. Б., Ведерников В. И., Шеберстов С. В.* Пространственно-временная изменчивость хлорофилла “а” в Атлантическом и Индийском секторах Южного океана в феврале–апреле 2000 г. по спутниковым и экспедиционным данным // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 4. С. 546–558. EDN HFUGHE.
10. Characterization of distinct bloom phenology regimes in the Southern Ocean / J.-B. Sallée [et al.] // *ICES Journal of Marine Science*. 2015. Vol. 72, iss. 6. P. 1985–1998. doi:10.1093/icesjms/fsv069
11. *Демидов А. Б., Гагарин В. И., Григорьев А. В.* Сезонная изменчивость хлорофилла «а» на поверхности в проливе Дрейка // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 3. С. 355–370. EDN MSQKWV.
12. *Arrigo K. R., van Dijken G. L.* Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C8. 3271. doi:10.1029/2002JC001739
13. *Arrigo K. R., van Dijken G. L., Bushinsky S.* Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C8. C08004. doi:10.1029/2007JC004551
14. Physical drivers of phytoplankton bloom initiation in the Southern Ocean's Scotia Sea / C. J. Prend [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. Vol. 124, iss. 8. P. 5811–5826. doi:10.1029/2019JC015162
15. *Демидов А. Б., Мошаров С. А., Гагарин В. И.* Меридиональная асимметричность первичного продуцирования в атлантическом секторе Южного океана весной и летом // *Океанология*. 2012. Т. 52, № 5. С. 675–687.
16. *Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А.* Океанографические исследования Морского гидрофизического института в Южном океане // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 6 (192). С. 63–73. doi:10.22449/0233-7584-2016-6-63-73
17. Термохалинная структура вод у берегов Антарктиды в марте – апреле 2019 г. по данным измерений в 64-й Российской антарктической экспедиции / Ю. В. Артамонов [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 53–64. EDN XSUYDZ.
18. Исследования экосистемы Атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») / Е. Г. Морозов [и др.] // *Океанология*. 2020. Т. 60, № 5. С. 823–825. EDN PNJEZI. doi:10.31857/S0030157420050172
19. *Vereshchaka A. L., Lunina A. A., Mikaelyan A. S.* Surface chlorophyll concentration as a mesoplankton biomass assessment tool in the Southern Ocean region // *Global Ecology and Biogeography*. 2022. Vol. 31, iss. 3. P. 405–424. doi:10.1111/geb.13435
20. *O'Reilly J. E., Werdell P. J.* Chlorophyll algorithms for ocean color sensors – OC4, OC5 & OC6 // *Remote Sensing of Environment*. 2019. Vol. 229. P. 32–47. doi:10.1016/j.rse.2019.04.021
21. *Garcia C. A. E., Tavano Garcia V. M., McClain C. R.* Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans // *Remote Sensing of Environment*. 2005. Vol. 95, iss. 1. P. 125–137. doi:10.1016/J.RSE.2004.12.006
22. Regional ocean-colour chlorophyll algorithms for the Red Sea / R. J. Brewin [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2015. Vol. 165. P. 64–85. doi:10.1016/j.rse.2015.04.024

23. Topographic modulation of the wind stress impact on eddy activity in the Southern Ocean / Y. Cai [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2022. Vol. 49, iss. 13. e2022GL097859. doi:10.1029/2022GL097859

Об авторах:

Кубряков Арсений Александрович, ведущий научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3561-5913**, arskubr@mhi-ras.ru

Кубрякова Елена Адилловна, старший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, лаборатория численного моделирования динамики физических и биогеохимических процессов в морских средах, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6071-1881**, elena.kubryakova@mhi-ras.ru

Бакуева Яна Игоревна, младший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, лаборатория морских полярных исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), ybakueva@mhi-ras.ru

Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

**А. А. Латушкин^{1, ✉}, В. И. Пономарев², П. А. Салюк²,
Д. И. Фрей^{1, 3}, Н. А. Липинская¹, С. П. Шкорба²**

¹ *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

² *Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия*

³ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
✉ *sevsalat@gmail.com*

Поступила в редакцию 30.06.2022; одобрена после рецензирования 25.10.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследование разномасштабных особенностей распределения гидрооптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным контактных и спутниковых измерений в январе 2022 г. в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Методы и результаты. Использовались данные комплексных натуральных измерений, выполненных на дрейфовых станциях в проливе Антарктика 27–28 января 2022 г. в рамках 87-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Дополнительно использовались спутниковые данные. С применением комплекса зондирующей гидрофизической аппаратуры получены вертикальные профили температуры, солёности, растворенного кислорода, концентрации хлорофилла *a*, интенсивности флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества, показателя ослабления направленного света на длине волны 660 нм и фотосинтетически активной радиации. На основе полученных данных определены основные особенности мезомасштабной циркуляции в пределах циклонического круговорота над глубокой впадиной южной части пролива. Совместный анализ полученных в антарктической экспедиции гидрооптических, гидрологических характеристик и спутниковых измерений в проливе Антарктика показал наличие системы чередующихся антициклонических и циклонических вихрей. Также показано, что в области дрейфа льда, загрязненного грунтом суши или донными осадками шельфа, образуется зона повышенной мутности, связанная с поступлением в воду терригенной взвеси при таянии загрязненного льда.

Выводы. Система разномасштабных вихрей и течений в проливе Антарктика способствует обмену между водами верхнего и глубинного слоев пролива, а также между водами моря Уэдделла, распространяющимися на северо-северо-запад вдоль склона котловины пролива, прилегающего к кромке шельфа Антарктического п-ова, и водами пролива Браснфилда, распространяющимися вдоль склона шельфа островов – северо-восточной границы пролива.

Ключевые слова: пролив Антарктика, мезомасштабные вихри, гидрооптика, гидрология, показатель ослабления направленного света, концентрация хлорофилла *a*, флуоресценция, растворенное органическое вещество, дистанционное зондирование

Благодарности: исследования мезомасштабных вихрей по натурным и дистанционным данным выполнены в рамках государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2022-0001, FNNN-2021-0003 и ТОИ ДВО РАН № 122110700009-1, № 121021500054-3. Обработка и анализ гидрофизических данных поддержаны грантом РФФ 22-77-10004.

Для цитирования: Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» / А. А. Латушкин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 52–66. EDN OSQIWW. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-52-66

Distribution of Optical and Hydrological Characteristics in the Antarctic Sound Based on the Measurements in January, 2022 in the 87th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh”

A. A. Latushkin ¹, ✉, V. I. Ponomarev ², P. A. Salyuk ², D. I. Frey ^{1, 3}, N. A. Lipinskaya ¹, S. P. Shkorba ²

¹ Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

² V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

³ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

✉ sevsalat@gmail.com

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to study the different-scale features of distribution of the hydrooptical and hydrological characteristics in the Antarctic Sound Strait based on the contact and satellite measurements carried out in January, 2022 in the 87th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh”.

Methods and Results. The data of complex natural measurements performed at the oceanographic stations in the Antarctic Sound on January 27–28, 2022 in the 87th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” were used. Additionally, the satellite data were analyzed. Complex hydrophysical equipment permitted to obtain the vertical profiles of temperature, salinity, dissolved oxygen, chlorophyll *a* concentration, fluorescence intensity of colored dissolved organic matter, intensity of the beam attenuation coefficient at 660 nm and photosynthetically active radiation. Based on these data, the main features of mesoscale circulation within the cyclonic gyre over the deep-sea part in the southern Antarctic Sound Strait were determined. The joint analysis of hydrooptical and hydrological characteristics, and satellite measurements in the Antarctic Sound obtained in course of the Antarctic expedition showed presence of a system of the alternating anticyclonic and cyclonic eddies in the area under study. It is also shown that in the ice drift area polluted by land soils or shelf bottom sediments, a zone of the increased turbidity arises that is related to the terrigenous suspension entering into the water during ice melting.

Conclusions. The system of the different-scales eddies and currents in the Antarctic Sound contributes to the water exchange between the upper and deep layers of the strait, as well as between the Weddell Sea waters spreading to the north-northwest along the slope of the strait basin adjacent to the shelf edge of the Antarctic Peninsula and the Bransfield Straight waters spreading along the slope of the islands' shelf which is the northeastern boundary of the strait.

Keywords: Antarctic Sound, mesoscale eddies, hydrooptics, hydrology, beam attenuation coefficient, chlorophyll *a* concentration, fluorescence, dissolved organic matter, remote sensing

Acknowledgments: Study of mesoscale eddies based on natural and remote measurements was supported within the framework of state assignments MHI FNNN-2022-0001, FNNN-2021-0003, and POI No. 122110700009-1 and No. 121021500054-3. Processing and analysis of hydrophysical data were supported by the RSF grant 22-77-10004.

For citation: Latushkin, A.A., Ponomarev, V.I., Salyuk, P.A., Frey, D.I., Lipinskaya, N.A. and Shkorba, S.P., 2023. Distribution of Optical and Hydrological Characteristics in the Antarctic Sound Based on the Measurements in January, 2022 in the 87th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh”. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 47-61. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-47-61

Введение

Пролив Антарктика, соединяющий море Уэдделла с проливом Брансфилда, расположен между северо-восточной оконечностью Антарктического п-ова и архипелагом островов, самым крупным из которых является о. Жуэнвиль. Протяженность пролива составляет ~ 50 км, максимальная ширина достигает 19 км.

Наибольшая глубина северного шельфа пролива Антарктика на границе с проливом Брансфилда составляет 100 м, глубина желоба пролива на границе с морем Уэдделла ~ 800–1000 м. В центральной части пролива Антарктика расположена подводная гора, вершина которой находится на глубине 300 м. У южного подножья этой горы глубина пролива достигает абсолютного максимума ~ 1000 м во впадине, которая продолжается на юг в море Уэдделла. С других сторон глубина каньонов у подножья горы не превышает 500 м. Отмеченные особенности пересеченного рельефа дна, в частности подводная гора, должны оказывать значительное влияние на мезомасштабную циркуляцию в проливе. Причем устойчивые мезомасштабные вихри могут образовываться не только над подводными горами, но и непосредственно над желобом пролива. Например, над желобом Татарского пролива Японского моря вдоль оси пролива и склонов желоба образуются цепочки мезомасштабных вихрей противоположных знаков [1]. В проливе Дрейка также происходит формирование мезомасштабных вихрей [2], как и во многих других проливах.

Богатая биогенными элементами и фитопланктоном вода моря Уэдделла распространяется в проливе Антарктика вдоль континентального склона Антарктического п-ова [3], а вода пролива Брансфилда – преимущественно в верхнем слое в южном направлении вдоль склона рельефа дна у восточной границы пролива – гряды островов, в том числе самого крупного о. Жуэнвиль [4].

В феврале 2020 г. в антарктической экспедиции на НИС «Мстислав Келдыш» (79-й рейс) были выполнены непрерывные измерения скорости течения судовым *ADCP* по маршруту судна и СТД-зондирования на продольном и поперечном разрезах в проливе Антарктика [3]. Поперечный разрез располагался в центральной части пролива. На основе анализа данных *ADCP* выявлена характерная циклоническая циркуляция в проливе (по часовой стрелке в Южном полушарии), ограниченная с севера, востока и запада кромкой шельфа, с юга – сужением впадины и уменьшением ширины пролива. Из *T, S*-диаграмм следует, что в пределах этого циклонического круговорота происходит смешение вод моря Уэдделла с водами пролива Брансфилда [3].

Считается, что основной поток холодных вод моря Уэдделла поступает в пролив Брансфилда не через пролив Антарктика, а вдоль склонов дна севернее о-вов Урвиль и Жуэнвиль (*D'Urville and Joinville Islands*) [4–6]. Поступление холодных вод моря Уэдделла через пролив Антарктика в пролив Брансфилда затруднено за счет особенностей донной топографии, но эпизодически происходит при благоприятных условиях [7, 8].

Согласно данным наблюдений [9–13] и результатам численного гидродинамического моделирования [1], в большинстве проливов с неоднородным рельефом дна формируются мезомасштабные [1, 9–12] и субмезомасштабные

[13] вихри. Вдоль оси пролива часто наблюдаются чередующиеся дорожки мезомасштабных вихрей противоположных знаков [1]. Система мезомасштабных вихрей также наблюдалась в южной части пролива Дрейка [14], в проливе Брансфилда и в море Уэдделла [14, 15]. Показано, что мезомасштабные вихри существенно влияют на перенос вод различного происхождения, водообмен между шельфом и глубоким морем [14, 16–18] и, соответственно, на пространственное распределение гидрооптических и гидрохимических характеристик, а также биологических сообществ.

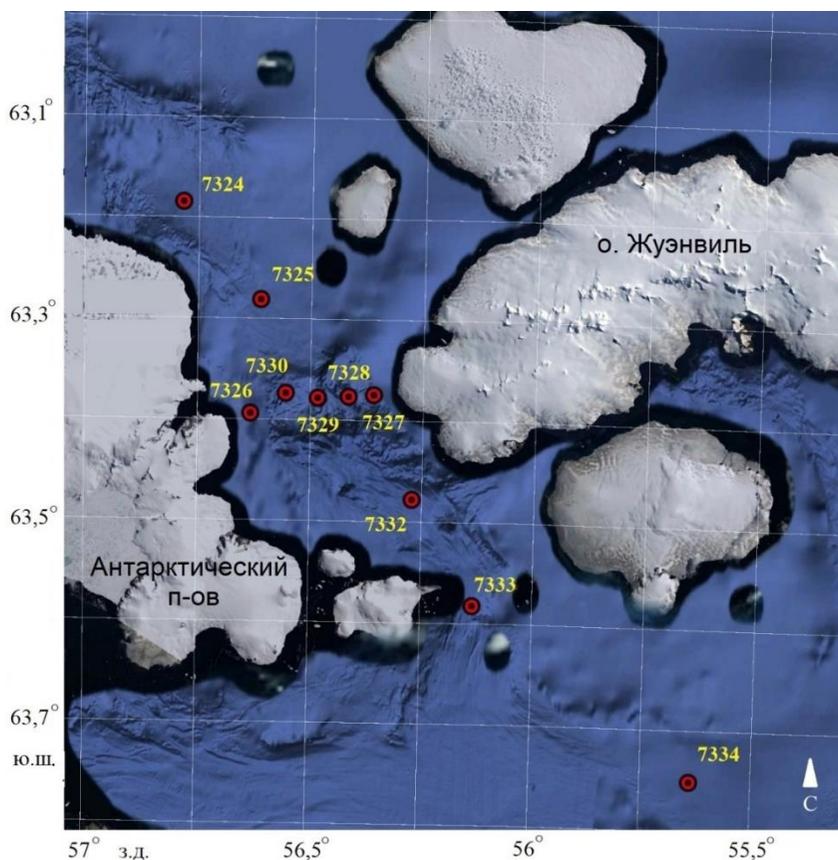
Цель работы – исследование разномасштабных особенностей распределения оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным контактных и спутниковых измерений в январе 2022 г. в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Материалы и методы

В рамках программы экспедиционных исследований 87-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» 27–28 января 2022 г. выполнены комплексные натурные измерения гидрооптических и гидрологических параметров на двух разрезах в проливе Антарктика (рис. 1). Первый – продольный разрез, расположенный примерно вдоль оси пролива, включает 6 океанографических станций измерений вертикальных профилей различных океанографических характеристик, выполненных зондирующей аппаратурой. Пять станций находились непосредственно в проливе Антарктика, а шестая была расположена в море Уэдделла, за пределами южной границы пролива. Второй разрез, включающий 5 станций, выполнен поперек пролива между о. Жуэнвилль и Антарктическим п-овом на траверзе аргентинской антарктической научной станции Эсперанза. Аналогичные разрезы в проливе Антарктика были сделаны в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в январе 2020 г. [3], поэтому их можно считать началом регулярной серии измерений.

Совместный анализ результатов измерений гидрооптических и гидрологических характеристик на этих пересекающихся разрезах позволяет выделить зоны восходящих и нисходящих вертикальных движений, характерных для мезомасштабной циркуляции и системы течений более крупного масштаба в период измерений.

Натурные измерения выполнялись с использованием комплекса зондирующей гидрологической и гидрооптической аппаратуры, включающего зондирующие измерители *Idronaut*, *Turner C6P* и «Кондор». Зондом *Idronaut* измерялись температура (T), соленость (S), содержание растворенного кислорода (O_2) и интенсивность флуоресценции хлорофилла a ($Chl-a$) до дна. Прибором *Turner C6P* проводились измерения интенсивности флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества ($CDOM$). Зондом «Кондор» определялись показатель ослабления направленного света на длине волны 660 нм (BAC_{660}) и фотосинтетически активная радиация (PAR). В красном участке спектра показатель ослабления направленного света определяется поглощающими и рассеивающими свойствами общего взвешенного вещества (TSM) и не зависит от поглощения $CDOM$ [19]. Измерения зондами *Turner C6P* и «Кондор» выполнялись только на продольном разрезе и до глубин не более 250 м.



Р и с. 1. Расположение океанографических станций и рельеф дна в проливе Антарктика (измерения выполнены 27–28 января 2022 г.)

Fig. 1. Scheme of location of oceanographic stations and bottom topography in the Antarctic Sound (measurements were carried out on January 27–28, 2022)

Интенсивности флуоресценции хлорофилла *a* пересчитаны в его массовые концентрации ($C_{\text{Chl-a}}$, мкг/л) по зависимости, предоставленной заводом-изготовителем зонда *Idronaut*. Данная зависимость была проверена путем сравнения со стандартными определениями $C_{\text{Chl-a}}$, выполненными экстрактивным методом в районе исследований. Получены удовлетворительные результаты: коэффициент детерминации $R^2 = 0,71$, а коэффициент наклона k в прямой $y = kx$ значимо не отличался от единицы при доверительной вероятности 0,95.

Значения интенсивности флуоресценции $CDOM$ (F_{CDOM}) откалиброваны в единицы *Quinine Sulfate Units* (*QSU*) в лабораторных условиях непосредственно перед экспедицией. Калибровка BAC_{660} осуществлялась в лабораторных условиях перед экспедицией по результатам измерений в растворах суспензии формазина с заданной концентрацией в единицах *Formazin Turbidity Units* (*FTU*).

В качестве дополнительной информации использовались данные спутниковых измерений, а именно:

– *RGB*-изображение морской поверхности, полученное из данных радиометра *OLI* (размер пикселя ~ 30 м), установленного на спутнике *Landsat-8*, за 17 января 2022 г. для юго-восточной части пролива Антарктика и прилегающей западной части моря Уэдделла. Пространственное разрешение снимка составляет ~ 30 м. Номера использовавшихся каналов радиометра *OLI* и длина волны максимума чувствительности следующие: красный (*R*) – № 4 (654,5 нм), зеленый (*G*) – № 3 (561,5 нм), синий (*B*) – № 2 (482 нм);

– фрагмент изображения высокого разрешения (5–40 м) радиолокатора спутника *Sentinel-1*, полученного 19 февраля 2022 г. при слабом ветре в районе предшествующих гидролого-гидрооптических контактных измерений на поперечном разрезе и соответствующей части продольного разреза в проливе Антарктика, выполненных 27–28 января 2022 г.

Эти спутниковые измерения выбраны из множества других по критериям качества, соответствующим ясной погоде для оптического зондирования и слабому ветру до 5 м/с для радиолокационного зондирования, а также с точки зрения наименьшей удаленности по времени от даты судовых измерений. Используются оптические и радиолокационные спутниковые данные высокого пространственного разрешения, поскольку они позволяют наиболее детально проанализировать вихревые структуры с масштабом менее 10 км [20–22].

Спутниковое *RGB*-изображение содержит информацию о наличии фрагментов льда и айсбергов, а также других плавающих объектов. На радиолокационном изображении кроме льда выделяются области «выглаживания» морской поверхности. Такие данные помогают выделить особенности разномасштабной циркуляции в проливе Антарктика, в том числе мезомасштабные вихри и течения, правильно интерпретировать результаты СТД- и гидрооптических измерений на поперечном и продольном разрезах в проливе.

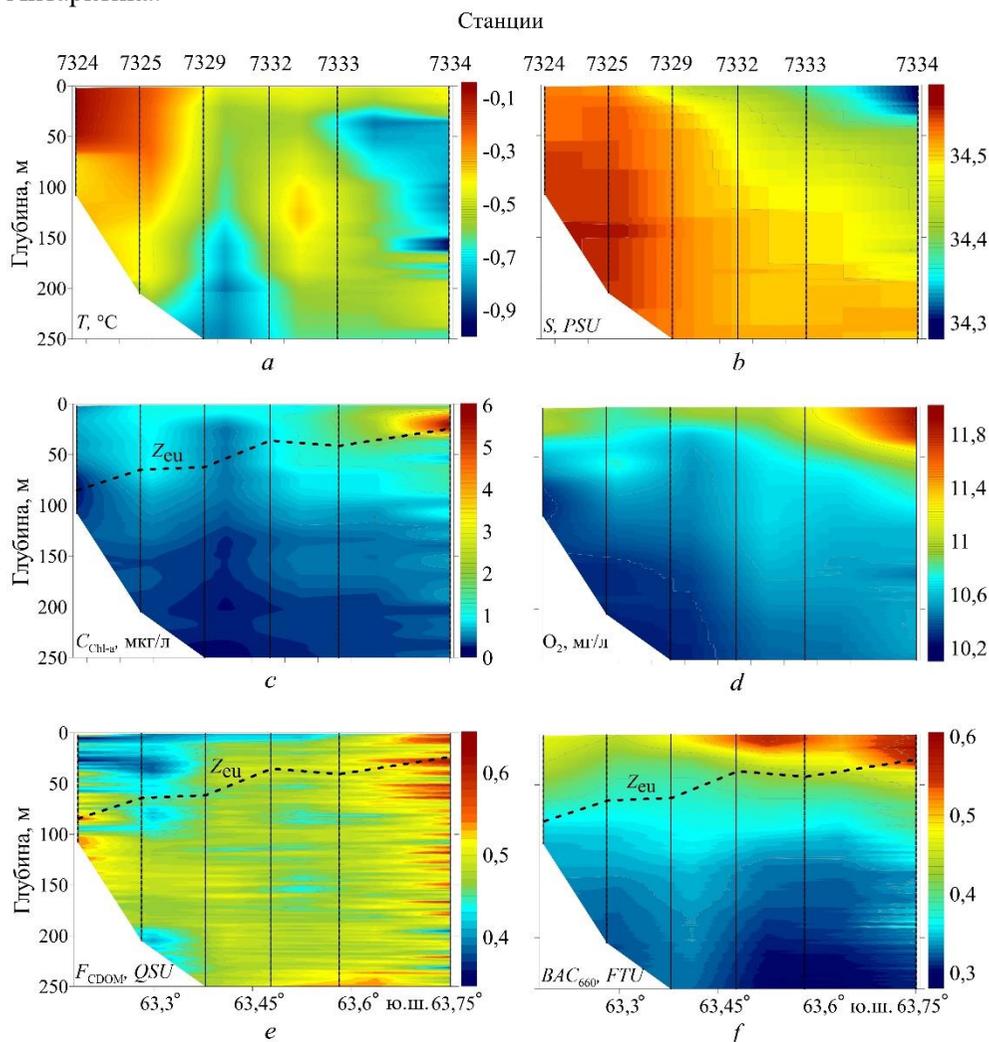
Ниже в работе приводится фотография загрязненного дрейфующего льда в районе ст. 7332, сделанная первым автором статьи 28 января 2022 г., помогающая правильно интерпретировать пространственную неоднородность данных гидрооптического зондирования верхнего слоя моря до 250 м.

Результаты исследования

Продольный разрез. Он включает 6 гидролого-гидрооптических станций, расположенных примерно вдоль оси пролива Антарктика (ст. 7324, 7325, 7329, 7332, 7333, 7334), их местоположение показано на рис. 1. Анализ данных продольного разреза (рис. 2) показал существенное различие водных масс в северной и южной частях пролива. Вода, поступающая в северную шельфовую часть пролива Антарктика из пролива Брансфилда (ст. 7324, 7325), отличается более высокой температурой с наибольшими значениями ~ $-0,1^{\circ}\text{C}$ в верхнем 60-метровом слое (рис. 2, *a*). Эта вода имеет повышенную соленость (рис. 2, *b*), но в отличие от температуры ее максимум, ~ $34,55 \text{ PSU}$, расположен глубже – на горизонте 150 м.

Гидрооптические характеристики на ст. 7324 и 7325 имеют низкие значения: $C_{\text{Chl-a}}$ (рис. 2, *c*) не превышает 1 мкг/л, $BA C_{660}$ (рис. 2, *f*) – $0,35 \text{ FTU}$. Значения $C_{\text{Chl-a}}$ и $BA C_{660}$ уменьшаются с глубиной. Минимальные значения F_{CDOM} (рис. 2, *e*) в этом районе наблюдаются в верхнем перемешанном слое 50 м, как

и в проливе Брансфилда. Глубина фотического слоя (Z_{eu}) на этих северных станциях разреза достигает максимальной величины 85 м для всего пролива Антарктика.



Р и с. 2. Продольный вертикальный разрез температуры (a), солёности (b), концентрации хлорофилла a (c) и растворенного кислорода (d), интенсивности флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества (e) и показателя ослабления направленного света на длине волны 660 нм (f). Штриховыми линиями отмечена глубина фотической зоны

Fig. 2. Longitudinal vertical section of temperature (a), salinity (b), chlorophyll a concentration (c) and dissolved oxygen (d), fluorescence intensity of colored dissolved organic matter (e) and beam attenuation coefficient on the wavelength 660 nm (f). Dashed lines indicate the photic zone depth

На этих же станциях зафиксировано низкое содержание O_2 (рис. 2, d): в приповерхностном слое его концентрация составляет ~ 11 мг/л, в придонном слое ~ 10 мг/л.

На разрезах T , $C_{\text{chl-a}}$, O_2 и F_{CDOM} на ст. 7325 наблюдается существенное заглубление изолиний этих характеристик, что обычно происходит при даунвеллинге в центральной части антициклонического мезомасштабного вихря.

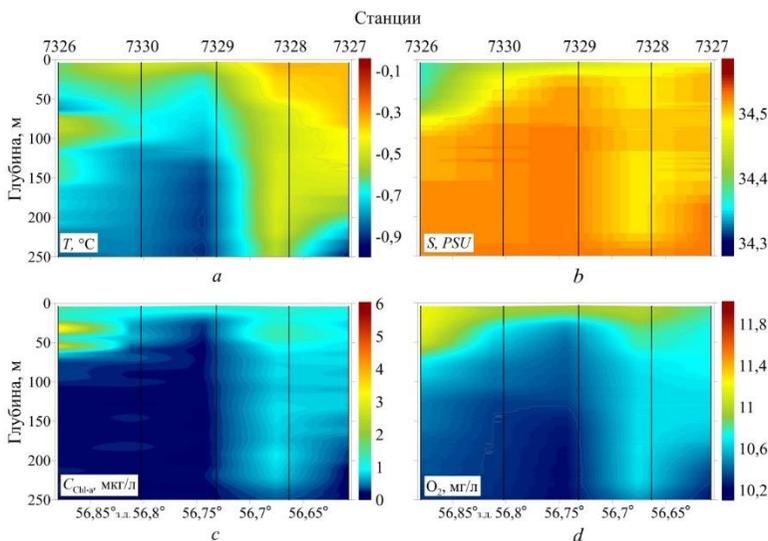
На ст. 7332 и 7333 на вертикальном разрезе температуры в промежуточном слое 100–200 м наблюдается ядро относительно теплой воды с повышенным содержанием O_2 (рис. 2, *d*) и низкими значениями F_{CDOM} (рис. 2, *e*). Такие особенности вертикального распределения отмеченных величин часто прослеживаются в центральной части антициклонических вихрей [23].

На ст. 7332 в приповерхностном 20-метровом слое выявлено пятно с высокими значениями BAC_{660} и, соответственно, слабым проникновением в водную толщу PAR . При этом остальные гидрооптические характеристики остаются такими же, как в окружающих водах, что может свидетельствовать о поступлении взвешенных частиц, не связанных с фитопланктоном.

Наиболее холодные и распресненные воды верхнего перемешанного слоя с наибольшим содержанием O_2 (11,2 мг/л) наблюдаются на южной границе пролива Антарктика (ст. 7333, слой 0–20 м), где $T = -0,7^\circ C$, $S = 34,35 PSU$. В прилегающем районе шельфа моря Уэдделла (ст. 7334) температура примерно такая же, соленость ниже на 0,05 PSU , содержание растворенного кислорода выше на 0,8 мг/л.

На указанных станциях наблюдалось увеличение значений всех гидрооптических характеристик с максимальными величинами на последней южной станции (7334) продольного разреза. На вертикальном профиле максимум C_{Chl-a} (6 мкг/л) находится на глубине 20 м. Наибольшие значения BAC_{660} в диапазоне 0,55–0,6 FTU отмечались в слое 0–50 м. Высокие значения C_{Chl-a} и BAC_{660} обусловлены развитием фитопланктона в этом слое. Максимум F_{CDOM} (0,6 QSU) получен в слое 0–70 м. Глубина фотического слоя на ст. 7334 была минимальной и составляла 24 м.

Поперечный разрез. На поперечном разрезе в средней части пролива Антарктика определены различия гидрофизических характеристик в западном и восточном районах пролива (рис. 3).



Р и с. 3. Поперечный вертикальный разрез температуры (*a*), солености (*b*), концентрации хлорофилла *a* (*c*) и растворенного кислорода (*d*)

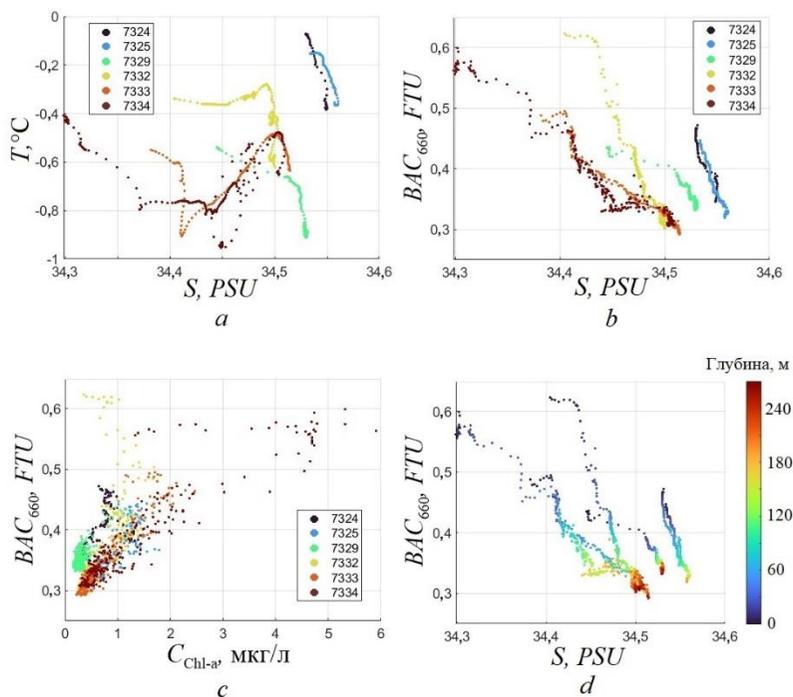
Fig. 3. Cross-sectional vertical section of temperature (*a*), salinity (*b*), chlorophyll *a* (*c*) and dissolved oxygen (*d*) concentrations

В западной части пролива на ст. 7326 зафиксированы наиболее холодные (рис. 3, *a*) воды во всем слое, максимальное содержание $C_{\text{Chl-a}}$ (3,5 мкг/л) (рис. 3, *c*) и O_2 (11,2 мг/л) (рис. 3, *d*) – в верхнем 70-метровом слое. На разрезе в окрестности ст. 7330 и 7329 хорошо выражен апвеллинг – подъем холодных глубинных соленых вод (рис. 3, *b*) с низким содержанием $C_{\text{Chl-a}}$ и O_2 .

В восточной части пролива, в районе ст. 7327 и 7328, хорошо выражен даунвеллинг, в результате которого более теплая и менее соленая вода верхнего слоя с повышенным содержанием O_2 и $C_{\text{Chl-a}}$ опускается в нижние слои до 320 м.

Диаграммы рассеяния. Характерные особенности распределения водных масс в проливе Антарктика выделяются на диаграммах рассеяния гидрооптических и гидрологических характеристик (рис. 4).

На диаграммах T, S (рис. 4, *a*) и BAC_{660}, S (рис. 4, *b*) для шельфовых северных ст. 7324 и 7325 (в верхней правой части рис. 4, *a*) выделяются наиболее теплые и соленые воды пролива Брансфилда. Соленость этих вод по сравнению с температурой и показателем ослабления направленного света на 660 нм изменяется с глубиной незначительно, в диапазоне 34,54–34,56 PSU.



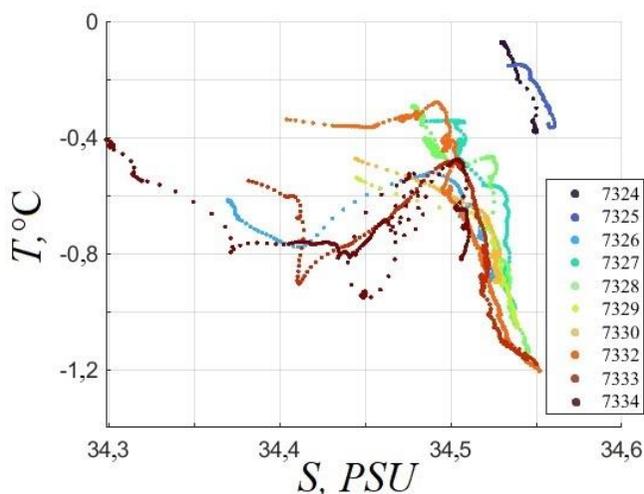
Р и с. 4. Диаграмма рассеяния температуры и солености (*a*), показателя ослабления направленного света и солености (*b*), показателя ослабления направленного света и концентрации хлорофилла *a* (*c*), показателя ослабления направленного света и солености (*d*) по всему массиву данных осевого разреза. На фрагментах *a* – *c* цветом выделены номера станций, на фрагменте *d* – глубина

Fig. 4. Scatterplot of temperature and salinity (*a*), beam attenuation coefficient and salinity (*b*), beam attenuation coefficient and chlorophyll *a* concentration (*c*), beam attenuation coefficient and salinity (*d*) over the entire axial section dataset. The station numbers on graphs *a* – *c* and the depth on graph *d* are highlighted in color

Диаграммы T , S и $ВАС_{660}$, S для южных ст. 7333 и 7334 отличаются от диаграмм для северных станций более низкой температурой и соленостью. В верхнем слое 0–200 м соленость изменяется в значительно большем диапазоне по сравнению с водами нижнего слоя на этих же станциях и с водами пролива Брансфилда на северных станциях. Это может быть связано с таянием льда в море Уэдделла в летний период.

Промежуточное положение на диаграммах занимает ст. 7329, которая расположена над вершиной подводной горы в средней части пролива на пересечении продольного и поперечного разрезов. Диаграммы T , S и $ВАС_{660}$, S для этой станции характеризуются относительно низкой температурой, промежуточной соленостью по сравнению с северными (7324, 7325) и южными (7333, 7334) станциями, а также повышенными значениями $ВАС_{660}$ на глубинах более 100 м. Указанная станция под влиянием апвеллинга в верхнем слое содержит воду нижележащих слоев, окружающих подводную гору. Подъем воды и понижение температуры верхнего слоя здесь обусловлены мезомасштабным циклоническим вихрем над горой, что проявляется в большинстве гидрофизических характеристик на продольном и поперечном разрезах (рис. 2, 3), а также на T , S - и $ВАС_{660}$, S -диаграммах.

На T , S -, $ВАС_{660}$, S - и $ВАС_{660}$, S_{Chl-a} -диаграммах для ст. 7332 в верхнем слое до 60 м значения T и $ВАС_{660}$ выше, чем для соседней ст. 7333: $T > -0,4^{\circ}\text{C}$ и $ВАС_{660} > 0,6 \text{ FTU}$ на ст. 7332; $T < -0,5^{\circ}\text{C}$ и $ВАС_{660} < 0,5 \text{ FTU}$ на ст. 7333. При этом значения S_{Chl-a} ниже и составляют 0,1–1 мкг/л на ст. 7332 и 1–2 мкг/л на ст. 7333. Соответственно, подтверждается предположение (рис. 2, *c, e, f*) о том, что увеличение здесь $ВАС_{660}$ обусловлено таянием загрязненного льда и не зависит от фитопланктона. С увеличением глубины характеристики вод на ст. 7332 приближаются к характеристикам вод моря Уэдделла на южных станциях продольного разреза.



Р и с. 5. T , S -диаграмма для всего массива данных

F i g. 5. T - S diagram for the entire dataset

На T, S -диаграмме для всех выполненных в проливе станций (рис. 5) видно, что в западной части поперечного разреза воды моря Уэдделла распространяются во всем слое до дна. В восточной части разреза в верхнем слое до 200 м формируются трансформированные воды, имеющие промежуточные характеристики между водами моря Уэдделла и пролива Брансфилда. Трансформация этих вод может быть связана с влиянием системы мезомасштабных вихрей, отмеченных ранее на разрезах (рис. 2, 3) и обнаруженных на спутниковых изображениях.

Анализ спутниковых изображений. На рис. 6 и 7 показаны спутниковые изображения оптического и радиолокационного зондирования высокого пространственного разрешения.

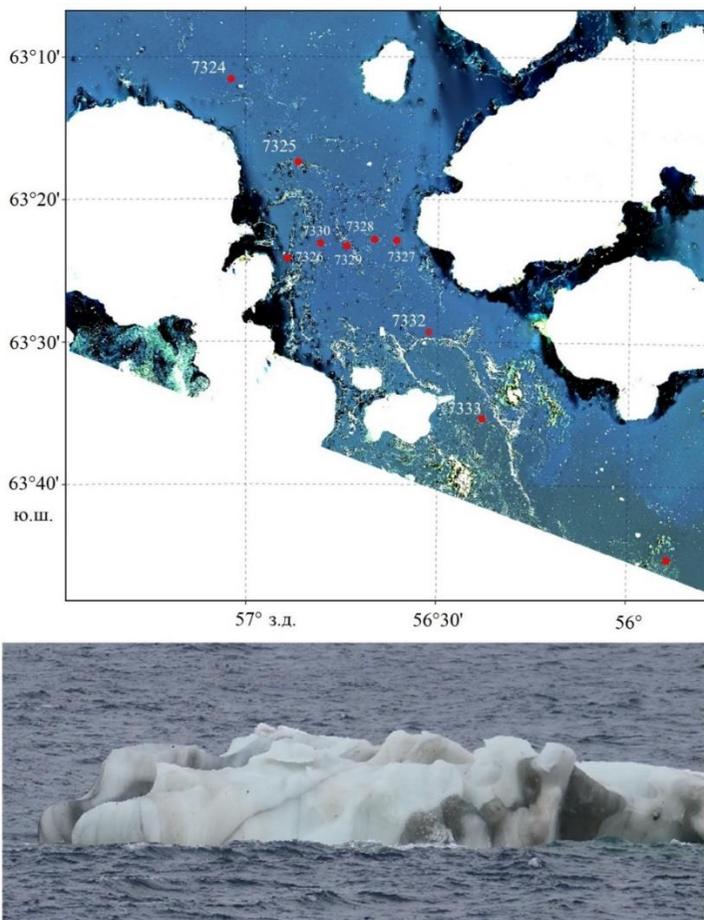


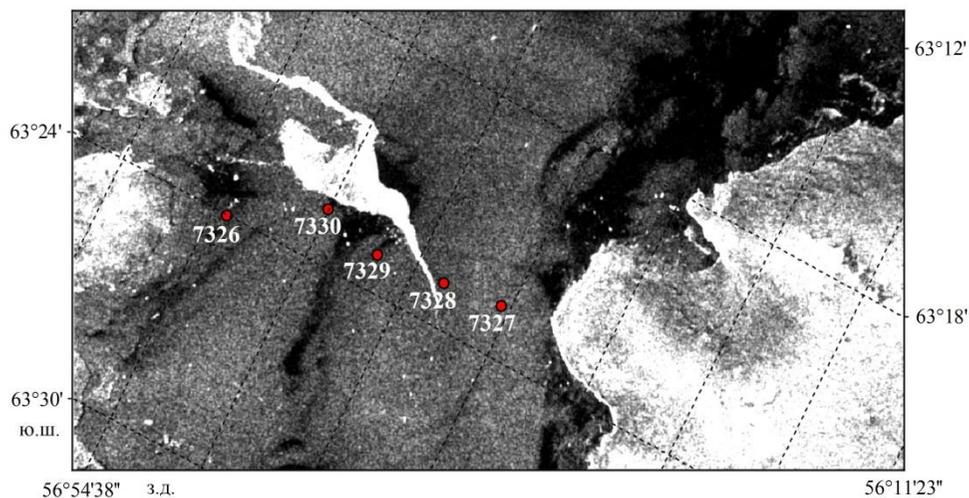
Рис. 6. Спутниковое RGB -изображение морской поверхности (*Landsat-8*) от 17 января 2022 г. в юго-восточной части пролива Антарктика и прилегающей западной части моря Уэдделла (вверху), а также фотография (от 28.01.2022 г.) загрязненного дрейфующего льда в районе ст. 7332 (внизу)

Fig. 6. Satellite RGB -image of the sea surface (*Landsat-8*) on January 17, 2022 in the southeastern part of the Antarctic Sound and the adjacent area of the western Weddell Sea (above), as well as a photo of the polluted drifting ice in the area of station 7332 (January 28, 2022) (below)

На рис. 6 на спутниковом *RGB*-изображении видно наличие выраженного мезомасштабного антициклонического вихря в южной части пролива Антарктика в районе ст. 7332 и 7333. Вихрь проявляется в виде светлой кривой, отображающей поступление фрагментов льда и привносимых им оптически активных веществ из моря Уэдделла в юго-восточную часть котловины пролива Антарктика, где лед вовлечен в циклоническую циркуляцию. Диаметр вихря составляет ~ 8 км.

На рис. 6 (внизу) показан ледовый фрагмент, который является составляющей рассматриваемой светлой полосы. Данный лед загрязнен грунтом суши или донными осадками мелководного шельфа. Его таяние приводит к увеличению BAC_{660} за счет поступления в воду взвешенных частиц, не связанных с фитопланктонными сообществами, что согласуется с результатами, представленными на рис. 2, *c, e, f* и 4, *b*.

На рис. 7 показано радиолокационное изображение поля шероховатости морской поверхности высокого разрешения (5–40 м) в районе центральной части пролива Антарктика.



Р и с. 7. Фрагмент радиолокационного изображения со спутника *Sentinel-1* от 19.02.2022 г.
Fig. 7. Fragment of the *Sentinel-1*-derived high-resolution image (February 19, 2022)

Области апвеллинга и даунвеллинга вод на всех разрезах хорошо прослеживаются по данным судовых измерений (рис. 2, 3). На спутниковом радиолокационном изображении (рис. 7) области апвеллинга на разрезах соответствуют темным зонам с наименьшей шероховатостью морской поверхности на масштабах $\sim 5,5$ м. Именно в зонах циклонической завихренности скорости течения образуются как мезомасштабные [1], так и субмезомасштабные циклонические вихри, формирующиеся, в частности, на периферии мезомасштабных антициклонов [24]. Чередование зон конвергенции и дивергенции, даунвеллинга и апвеллинга, в том числе над склоном и кромкой Патагонского

шельфа [25], является характерной особенностью мезомасштабной и субмезомасштабной циркуляции в районах течений над склоном и кромкой шельфа, а также над прилегающей частью континентального склона.

Зоны конвергенции вектора скорости течения в верхнем слое моря и даунвеллинга, в том числе в мезомасштабных антициклонических вихрях, соответствуют большей шероховатости морской поверхности, что показано более светлым тоном на рис. 7.

Отметим, что 19.02.2022 г. погода была благоприятной и скорость ветра не превышала 4 м/с. Поэтому радиолокационное изображение в эти сутки можно интерпретировать в контексте нашей работы. В другие даты при ветре, превышающем 5 м/с, и хорошо выраженном ветровом волнении на радиолокационных изображениях сложнее выделить зоны конвергенции, дивергенции, циклонические и антициклонические вихри в поле шероховатости поверхности моря.

Заключение

На основе полученных в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» данных гидрооптических и гидрологических измерений 27–28 января 2022 г., а также спутниковой информации определены основные особенности мезомасштабной циркуляции в проливе Антарктика в пределах циклонического круговорота над глубокой впадиной южной части пролива. Совместный анализ полученных в антарктической экспедиции гидрооптических, гидрологических характеристик и спутниковых измерений в проливе Антарктика показал наличие системы чередующихся антициклонических и циклонических вихрей в районе исследования.

Эта система мезомасштабных вихрей усиливает обмен между водами верхнего и глубинного слоев пролива, а также между водами моря Уэдделла, распространяющимися в проливе на северо-северо-запад вдоль склона дна Антарктического п-ова, и водами пролива Браснфилда, распространяющимися вдоль склона шельфа островов к северо-восточной границе пролива.

Показано, что в районах дрейфа льда, загрязненного грунтом суши или донными осадками шельфа, образуется зона повышенной мутности, связанная не с цветением фитопланктона, а с поступлением в воду терригенной взвеси при таянии загрязненного льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Simulation of mesoscale circulation in the Tatar Strait of the Japan Sea / V. I. Ponomarev [et al.] // *Ocean Modelling*. 2018. Vol. 126. P. 43–55. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.04.006>
2. *Jersild A., Delawalla S., Ito T.* Mesoscale Eddies Regulate Seasonal Iron Supply and Carbon Drawdown in the Drake Passage // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, iss. 24. e2021GL096020. doi:10.1029/2021GL096020
3. *Krek A. V., Krek E. V., Krechik V. A.* The Circulation and Mixing Zone in the Antarctic Sound in February 2020 // *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean* / Eds. E. G. Morozov, M. V. Flint, V. A. Spiridonov. Cham : Springer, 2021. P. 83–99. (*Advances in Polar Ecology* ; vol. 6). https://doi.org/10.1007/978-3-030-78927-5_6
4. Iceberg drift and ocean circulation in the northwestern Weddell Sea, Antarctica / L. L. Collares [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2018. Vol. 149. P. 10–24. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.02.014>

5. Surface Circulation at the Tip of the Antarctic Peninsula from Drifters / A. F. Thompson [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2009. Vol. 39, iss. 1. P. 3–26. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3995.1>
6. Caspel M. van, Hellmer H. H., Mata M. M. On the ventilation of Bransfield Strait deep basins // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2018. Vol. 149. P. 25–30. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.09.006>
7. Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins / A. L. Gordon [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2000. Vol. 105, iss. C5. P. 11337–11346. <https://doi.org/10.1029/2000JC900030>
8. Huneke W. G. C, Huhn O., Schröder M. Water masses in the Bransfield Strait and adjacent seas, austral summer 2013 // Polar Biology. 2016. Vol. 39. P. 789–798. <https://doi.org/10.1007/s00300-016-1936-8>
9. Bograd S. J., Stabeno P. J., Schumacher J. D. A census of mesoscale eddies in Shelikof Strait, Alaska, during 1989 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1994. Vol. 99, iss. C9. P. 18243–18254. <https://doi.org/10.1029/94JC01269>
10. Bruce J. G. Eddies southwest of the Denmark Strait // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1995. Vol. 42, iss. 1. P. 13–29. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)00040-Y](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)00040-Y)
11. Rabinovich A. B., Thomson R. E., Bograd S. J. Drifter Observations of Anticyclonic Eddies near Bussol' Strait, the Kuril Islands // Journal of Oceanography. 2002. Vol. 58. P. 661–671. <https://doi.org/10.1023/A:1022890222516>
12. Winter mesoscale circulation on the shelf slope region of the southern Drake Passage / M. Zhou [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2013. Vol. 90. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.03.041>
13. The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar / M. Bruno [et al.] // Progress in Oceanography. 2013. Vol. 116. P. 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.06.006>
14. On the warm inflow at the eastern boundary of the Weddell Gyre / S. Ryan [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2016. Vol. 107. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.11.002>
15. The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present Knowledge and Future Challenges / M. Vermet [et al.] // Reviews of Geophysics. 2019. Vol. 57, iss. 3. P. 623–708. <https://doi.org/10.1029/2018RG000604>
16. Eddy overturning of the Antarctic Slope Front controls glacial melting in the Eastern Weddell Sea / O. A. Nøst [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116, iss. C11. C11014. <https://doi.org/10.1029/2011JC006965>
17. Eddy transport as a key component of the Antarctic overturning circulation / A. F. Thompson [et al.] // Nature Geoscience. 2014. Vol. 7. P. 879–884. <https://doi.org/10.1038/ngeo2289>
18. Stewart A. L., Klocker A., Menemenlis D. Circum-Antarctic Shoreward Heat Transport Derived from an Eddy- and Tide-Resolving Simulation // Geophysical Research Letters. 2018. Vol. 45, iss. 2. P. 834–845. <https://doi.org/10.1002/2017GL075677>
19. Jerlov N. G. Marine optics. Amsterdam : Elsevier, 1976. 230 p. (Elsevier Oceanography Series)
20. Исследования субмезомасштабной изменчивости верхнего слоя океана по данным спутниковых наблюдений / Б. Шапрон [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 6. С. 676–690. doi:10.22449/0233-7584-2020-6-676-690
21. Кудрявцев В. Н., Акимов Д. Б., Йоханнесен О. М. Проявление мезомасштабной изменчивости моря на радиолокационных изображениях его поверхности // Исследование Земли из космоса. 2003. № 2. С. 27–46.
22. Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений / О. Ю. Лаврова [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12, № 5. С. 98–129.

23. Lagrangian analysis of the vertical structure of eddies simulated in the Japan Basin of the Japan/East Sea / S. V. Prants [et al.] // Ocean Modelling. 2015. Vol. 86. P. 128–140. doi:10.1016/j.ocemod.2014.12.010
24. Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья / В. И. Пономарев [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 2. С. 155–165.
25. Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа / П. А. Салюк [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 6. С. 200–213. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-6-200-213

Об авторах:

Латушкин Александр Александрович, младший научный сотрудник, отдел оптики и биофизики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 1239-2858, ORCID ID: 0000-0002-3412-7339, ResearcherID: U-8871-2019**, sevsa-lat@gmail.com

Пonomарев Владимир Иванович, ведущий научный сотрудник, лаборатория экспериментальной климатологии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН им. В. И. Ильичева (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 5421-9651, ORCID ID: 0000-0002-0501-460X, ResearcherID: B-8444-2014**, pavel.salyuk@gmail.com

Салюк Павел Анатольевич, заведующий лабораторией спутниковой океанологии и лазерного зондирования, ФГБУН ТОИ ДВО РАН им. В. И. Ильичева (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 1454-3891, ORCID ID: 0000-0002-3224-710X, ResearcherID: E-8592-2014**, pavel.salyuk@gmail.com

Фрей Дмитрий Ильич, ведущий научный сотрудник, лаборатория гидрологических процессов, ФГБУН ИО РАН им. П. П. Ширшова (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 9228-1374, ORCID ID: 0000-0001-8141-9513, ResearcherID: X-9812-2018**, dima.frey@gmail.com

Липинская Надежда Александровна, старший инженер, лаборатория спутниковой океанологии и лазерного зондирования, ФГБУН ТОИ ДВО РАН им. В. И. Ильичева (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **SPIN-код: 2826-5686, ORCID ID: 0000-0002-3177-4426, ResearcherID: AGE-0831-2022**, ef.na.hc@gmail.com

Шкорба Светлана Павловна, научный сотрудник, лаборатория гидрологических процессов и климата, ФГБУН ТОИ ДВО РАН им. В. И. Ильичева (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **SPIN-код: 8197-6065, ORCID ID: 0000-0002-2385-7686, ResearcherID: B-7713-2014**, podtel@poi.dvo.ru

Исследование фронтальных зон Норвежского моря

А. Ф. Ахтямова ✉, В. С. Травкин

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
✉ avellinnaa@gmail.com

Поступила в редакцию 19.08.22; одобрена после рецензирования 05.10.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Фронтальные зоны представляют собой области повышенных горизонтальных градиентов физических, химических и биологических параметров, оказывающие существенное влияние на динамику Мирового океана. Целью данной работы является исследование фронтальных зон в Норвежском море в поле температуры, солености и уровня морской поверхности.

Методы и результаты. Используются данные о температуре, солености и уровне морской поверхности реанализа *GLORYS12V1* за 1993–2019 гг., доступного на ресурсе *CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service)*. Выделено пять климатических фронтальных зон в исследуемой акватории, рассчитаны средние и максимальные градиенты в поле температуры, солености, уровня морской поверхности. Построены карты пространственного расположения термохалинных и динамических фронтальных зон, карты повторяемости фронтальных зон. Дается оценка взаимосвязи атмосферных индексов *NAO (North Atlantic Oscillation)* и *AO (Arctic Oscillation)* с временной и межгодовой изменчивостью площадей фронтальных зон. Полученные результаты сравниваются с оценками других авторов.

Выводы. Установлено, что в зимний период наблюдаются в среднем более высокие, по сравнению с летним периодом, значения градиентов. Обнаружено, что с увеличением глубины наблюдается смещение фронтальных зон к Лофотенской котловине и к Фарерско-Исландскому порогу. Карты повторяемости фронтальных зон демонстрируют высокие значения (более 50 %) областей с высокими градиентами вблизи Лофотенского вихря, Шпицбергена, хребта Мона и материкового склона Норвегии. Большинство фронтальных зон имеют ярко выраженную сезонную и межгодовую изменчивость. Отмечена отрицательная межгодовая корреляция площадей фронтальных зон с *NAO* и *AO*. Замечено, что сезонная изменчивость имеет высокую положительную корреляцию с *NAO*.

Ключевые слова: Норвежское море, фронтальные зоны, сезонная изменчивость, межгодовая изменчивость, *NAO*, индекс *AO*, арктическая осцилляция

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-27-00004.

Для цитирования: Ахтямова А. Ф., Травкин В. С. Исследование фронтальных зон Норвежского моря // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 67–83. EDN INBIQE. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-67-83

Investigation of Frontal Zones in the Norwegian Sea

A. F. Akhtyamova ✉, V. S. Travkin

St Petersburg University, Saint Petersburg, Russia
✉ avellinna@gmail.com

Abstract

Purpose. Frontal zones are the areas of strong horizontal gradients of physical, chemical and biological parameters that have a significant impact on the dynamics of the Global Ocean. The aim of the paper is to study the spatial and vertical distribution (including seasonal and interannual variability) of frontal zones in the Norwegian Sea.

Methods and Results. The data on temperature, salinity, sea surface height and velocities from the GLORYS12V1 reanalysis for 1993–2019 available on the CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) resource, were used. Five mesoscale frontal zones in the area under study were identified, and the average and maximum gradients in the temperature, salinity and sea surface height fields were calculated. The maps of spatial distribution of the thermohaline and dynamic frontal zones, and also of the frequency of frontal zones were constructed. The correlation between the atmospheric indices NAO (North Atlantic Oscillation) and AO (Arctic Oscillation), and the temporal and interannual variability of the frontal zone areas was assessed.

Conclusions. It is shown that the thermohaline and dynamic gradients observed in winter are on the average higher than those observed in summer. It is found that increase of depth is accompanied by a shift of the frontal zones towards the Lofoten Basin and the Faroe-Iceland threshold. The frontal zones frequency maps demonstrate a high rate ($\geq 50\%$) of the areas with strong gradients near the Lofoten Vortex, Svalbard, the Mohn Ridge and the Norwegian continental slope. The majority of frontal zones are of well pronounced seasonal and interannual variability. A negative interannual correlation is noted between the frontal zones areas and the NAO and AO indices. It is also shown that seasonal variability is in high positive correlation with NAO.

Keywords: Norwegian Sea, frontal zones, seasonal variability, interannual variability, NAO index, AO index, arctic oscillation

Acknowledgments: The study was supported financially by the Russian Science Foundation, project No. 22-27-00004.

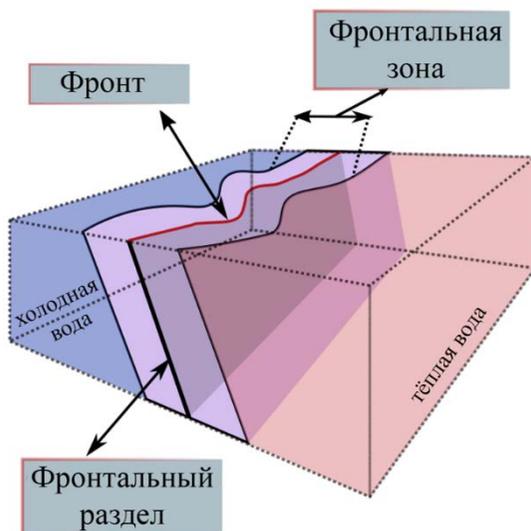
For citation: Akhtyamova, A.F. and Travkin, V.S., 2023. Investigation of Frontal Zones in the Norwegian Sea. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 62-77. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-62-77

1. Введение

Исследование циркуляции вод важно как для развития фундаментальных знаний о природе Мирового океана, так и для решения прикладных задач, связанных с освоением биологических и минеральных ресурсов морских акваторий. В настоящее время наблюдается все больший интерес к океаническим фронтам по следующим причинам: крупномасштабные фронты оказывают существенное влияние на погоду и климат [1], с фронтами связаны различные морские процессы и характеристики, такие как высокая биологическая продуктивность [2–6], интенсивность конвекции, а также высокая скорость струйных течений [7, 8] и др.

Явление фронтотенеза изучено довольно слабо, до сих пор используются различные критерии выделения и терминология. В основу данного исследования были взяты следующие определения: океанический фронт – это след пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью, в том числе со свободной поверхностью океана или с любой изопикнической поверхностью

стью ¹ (рис. 1). С другой стороны, океанический фронт представляет собой относительно узкую зону усиленных горизонтальных градиентов физических, химических и биологических свойств (температуры, солености, биогенных элементов и т. д.), которая разделяет более широкие области с различной вертикальной структурой (стратификацией) ².



Р и с. 1. Строение фронтальной зоны в поле температуры
Fig. 1. Structure of the frontal zone in the temperature field

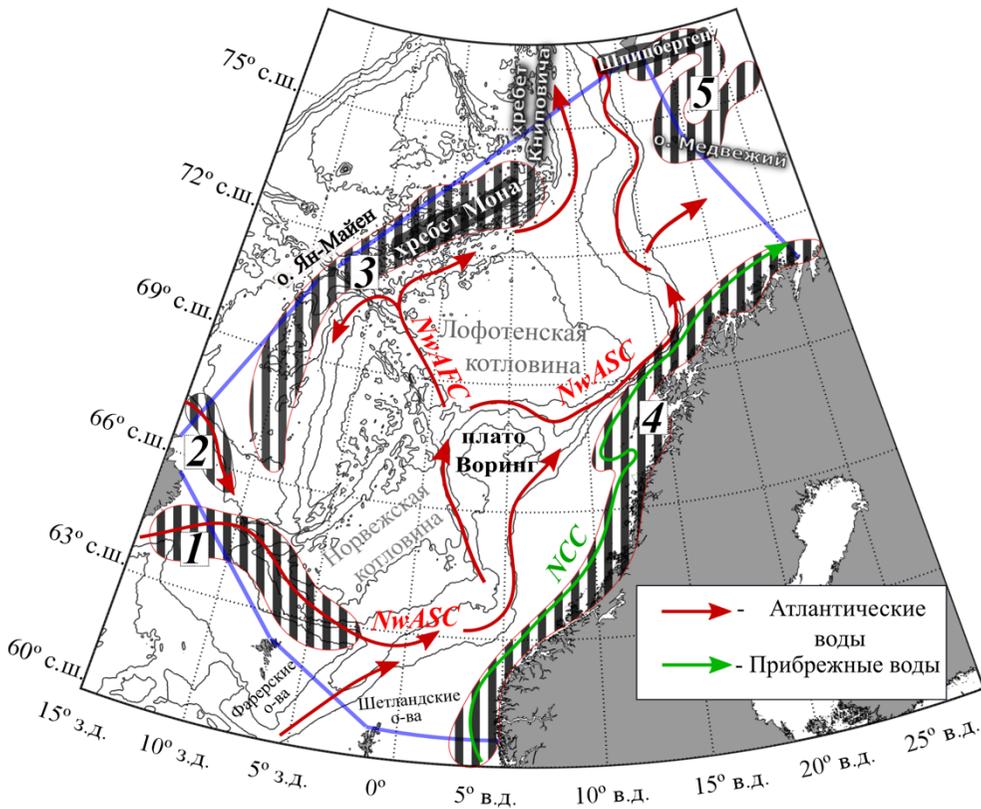
Фронтальные зоны (ФЗ) представляют собой некоторое пространство, в котором происходит взаимодействие различных по своим характеристикам вод ¹. На временную и пространственную эволюцию фронтов существенное влияние оказывают внешние и внутренние факторы [9]. К внешним факторам относятся ветровое воздействие и теплообмен с атмосферой, влияние течений и приливные процессы. Внутренние факторы представлены баротропной и бароклинной неустойчивостью потока.

Норвежское море представляет собой уникальный регион для исследования, так как в нем встречаются воды Атлантического и Северного Ледовитого океанов, и связанные с ними течения имеют фундаментальное значение для глобального климата (рис. 2). Глубоководная часть Норвежского моря представлена двумя крупными котловинами: Норвежской в юго-западной части и Лофотенской в северо-восточной, разделенными между собой плато Воринг и хребтом Хельгеланд (рис. 2). Норвежская котловина имеет сильно изрезан-

¹ Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л. : Гидрометеоиздат, 1983. 296 с. ; Грузинов В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. Л. : Гидрометеоиздат, 1986. 272 с.

² Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. 296 с. ; Belkin I. M. Front // Interdisciplinary Encyclopedia of Marine Sciences. Danbury, CT : Grolier Academic Reference, 2002. Vol. 1 : A–F. P. 433–435.

ный рельеф с многочисленными подводными горами, ее максимальная глубина превышает 4000 м [10]. В свою очередь, Лофотенская котловина (ЛК) представляет собой плоскую равнину, ограниченную изобатой 3000 м. Она характеризуется локальным максимумом уровня поверхности океана, интенсивным теплообменом с атмосферой, а также высокой энергоактивностью [11–13]. В центре ЛК (примерно на 69,8° с. ш., 3° в. д.) находится квазипостоянная внутритропикноклинная линза – антициклонический Лофотенский вихрь со средним радиусом порядка 37 км [14, 15]. В зимний период глубокая конвекция в ЛК способна превышать 1000 м [16]. Промежуточный слой в центральной части ЛК представлен толстым слоем атлантических вод, что способствует ее превращению в крупнейший тепловой резервуар Северной Атлантики [17, 18].



Р и с. 2. Карта исследуемого региона. Зеленым цветом обозначены границы Норвежского моря. Схематически показаны фронтальные зоны (области штриховки), цифрами обозначены: 1 – Исландско-Фарерская ФЗ; 2 – ФЗ Восточно-Исландского течения; 3 – Ян-Майенская (Арктическая) ФЗ; 4 – ФЗ Норвежского прибрежного течения; 5 – ФЗ Западного Шпицбергена. Течения: Норвежское Атлантическое склоновое течение (NwASC), Норвежское Атлантическое фронтальное течение (NwAFC), Норвежское прибрежное течение (NCC) [19, 20]. Изобаты проведены через каждые 700 м

F i g. 2. Map of the area under study. Green color shows the Norwegian Sea boundaries. Frontal zones are shown schematically (shaded areas), numbers denote: 1 – Faroe-Iceland FZ; 2 – East-Iceland current FZ; 3 – Jan-Mayen (Arctic) FZ; 4 – Norwegian coastal current FZ; 5 – West Svalbard FZ. Currents: Norwegian Atlantic slope current (NwASC), Norwegian Atlantic frontal current (NwAFC), Norwegian coastal current (NCC) [19, 20]. Isobaths are drawn every 700 m

Норвежское течение представляет собой северную часть меридиональной термохалинной циркуляции [11]. Оно состоит из двух крупных ветвей, имеющих ярко выраженный сезонный цикл [21, 22], движущихся вдоль границ ЛК и переносящих воды Атлантики на север, в Арктический бассейн (рис. 2). С запада ЛК ограничивает Норвежское фронтальное течение (*The Norwegian Atlantic Front Current*, сокр. *NwAFC*), оставляющее с левой стороны хребты Мона и Книповича. В районе Ян-Майена течение разделяется на три рукава: часть его циркулирует по западной окраине Гренландской котловины, другая часть впадает в Исландское море, а третья часть, предположительно самая крупная, уходит в северо-восточном направлении [23]. С востока ЛК ограничивает Норвежское склоновое течение (*The Norwegian Atlantic Slope Current*, сокр. *NwASC*). Вдоль континентального склона располагается Норвежское прибрежное течение (*The Norwegian Coastal Current*, сокр. *NCC*), характеризующееся холодными и сильно опресненными водами.

Исследованию фронтов и ФЗ Норвежского моря посвящено немало публикаций (см. работу ³ и [24–27]), обобщив которые в Норвежском море можно выделить пять климатических ФЗ, относящихся к климатической ФЗ планетарного масштаба – Северной Полярной ФЗ: Исландско-Фарерскую ФЗ; ФЗ Восточно-Исландского течения; Ян-Майенскую (Арктическую) ФЗ; ФЗ Норвежского прибрежного течения; ФЗ Западного Шпицбергена (рис. 2).

Для каждой фронтальной зоны характерна своя конфигурация течений и топографии. Изучение ФЗ Норвежского моря помогает понять структуру климатической крупномасштабной Полярной ФЗ, являющейся важнейшей океанографической чертой, разделяющей атлантические и арктические воды. Установлено, что на состояние ФЗ Норвежского моря существенное влияние оказывают крупномасштабные колебания атмосферы, в частности Североатлантическое колебание (САК, или *North Atlantic Oscillation*, сокр. *NAO*) [20]. Суть *NAO* заключается в перераспределении воздушных масс между Субтропической Атлантикой и Арктическим бассейном [28]. Индекс рассчитывается как разность нормированных аномалий приземного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Положительная фаза *NAO* способствует отрицательным аномалиям температуры поверхности океана (АТПО) в Северо-Атлантическом течении и уменьшению суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу. В свою очередь, отрицательная фаза *NAO* характеризуется положительными АТПО в Северо-Атлантическом течении, смещением границы льдов на юг и увеличенными потоками тепла из океана в атмосферу [29]. Уменьшение индекса *NAO* приводит к ослаблению циркуляции в Лофотенской котловине, что в конечном итоге способствует ослаблению Ян-Майенской ФЗ [20].

Индекс Арктической осцилляции (*The Arctic Oscillation*, сокр. *AO*) представляет собой главный компонент первой моды эмпирической ортогональной функции (ЭОФ) среднемесячных аномалий давления на уровне моря в Северном полушарии (20°–90° с. ш.) [30]. Изменчивость *AO* варьируется в диапазоне от нескольких недель до десятилетий и оказывает существенное влияние на

³ Корablёв А. А. Система фронтальных разделов Норвежской ЭАЗО // Исследование роли энергоактивных зон океана в короткопериодных колебаниях климата. М. : ВИНТИ, 1987. С. 380–386. (Итоги науки и техники. Серия: Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы»; т. 8).
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 1 2023

состояние атмосферы, климат и температуру морской поверхности [31]. Установлена тесная связь между индексом *AO* и температурой поверхности океана [32]. Как и в случае с индексом *NAO*, для индекса *AO* характерна значимая корреляция с показателем аномалий приземного давления в центре Азорского максимума и Исландского минимума. Положительная фаза *AO* характеризуется интенсификацией полярных и субтропических атлантических воздушных струй и ослаблением тихоокеанских [33]. Отрицательная фаза *AO* способствует увеличению осадков в Восточной Азии [32].

Несмотря на то что изучению фронтальных зон Норвежского моря посвящено достаточно много работ, четкого представления об их пространственной структуре и межгодовой изменчивости по современным данным, к сожалению, нет. В данной работе предпринята попытка проанализировать и количественно оценить пространственно-временную изменчивость термических, халинных и динамических фронтальных зон Норвежского моря за 1993–2019 гг., а также проанализировать взаимосвязь между площадью фронтальных зон и атмосферными индексами *NAO* и *AO*.

2. Данные

Продукт *GLORYS12V1*, используемый в данной работе, – это высококачественный реанализ глобального океана с суточной дискретностью и пространственным разрешением $1/12^\circ$ на 50 вертикальных горизонтах (от 0 до -5500 м). Он основан на глобальной системе прогнозирования *CMEMS* в режиме реального времени. Моделью, задающей океанические условия, выступает *NEMO* с атмосферным форсингом *ECMWF ERA-Interim*. Наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана уменьшенного порядка. Размер вырезаемой области: 60° с. ш. – 77° с. ш., 15° з. д. – 28° в. д.

В данной работе использовались данные о температуре, солености, уровне морской поверхности (*SSH*) за промежуток с января 1993 по декабрь 2019 г.

Данные о батиметрии исследуемого региона были взяты из глобальной модели рельефа поверхности Земли *ETOPO1* (URL: <https://www.ngdc.noaa.gov>). Модель реализована на сетке с пространственным разрешением $1'$.

3. Методы обработки

Для того чтобы проследить сезонную изменчивость фронтальных зон, с помощью программы *MATLAB R2021b* и данных об уровне морской поверхности, температуре и солености в Норвежском море были построены карты пространственного распределения ФЗ. Обработка данных включала в себя несколько этапов:

1. Из полного массива данных для подавления синоптической изменчивости выделялись средние за три месяца значения температуры, солености, уровня моря за временной промежуток с 1993 по 2019 г. Осреднение данных проводилось для каждого сезона согласно гидрологическим временам года: зимы (январь – март), весны (апрель – июнь), лета (июль – сентябрь) и осени (октябрь – декабрь);

2. Вычислялись градиенты для каждой характеристики (температура, соленость, уровень морской поверхности), определялись среднее и максимальное значения градиента в фронтальной зоне. Для данного расчета

в каждой обнаруженной ФЗ применялось условие выделения ФЗ ко всему рассчитанному массиву данных: для температуры – $|grad T| \geq 0,02$ °C/км, для солености – $|grad S| \geq 0,01$ psu/км, для уровня морской поверхности – $|grad SSH| \geq 0,002$ м/км.

3. Рассчитывалась площадь каждой выделенной ФЗ относительно географического пространства, где эта ФЗ чаще всего проявляется.

Существует большое количество методов идентификации ФЗ, в том числе при помощи альтиметрических данных, а также спутниковых снимков микроволнового, видимого и ИК-диапазонов [34–36]. Авторами были рассмотрены методы детектирования фронтов и фронтальных зон, представленные в работах [37–41]. Среднемноголетние значения температуры и солености в узлах регулярной сетки, полученные для каждого сезона, использовались для расчета горизонтальных градиентов по алгоритму, представленному в работе [38]:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{P_{(i,j+1)} - P_{(i,j-1)}}{2S_x}, \quad \frac{\partial P}{\partial y} = \frac{P_{(i+1,j)} - P_{(i-1,j)}}{2S_y},$$

где P – значение параметра в узле регулярной сетки; S_x – шаг расчетной сетки по параллели, км, из-за сходимости меридианов к полюсу S_x не является постоянной величиной и вычисляется по формуле $S_x = 1,852 \cdot |\lambda_{(i,j+1)} - \lambda_{(i,j)}| \cdot \cos\left(\frac{\varphi_{(i+1,j)} + \varphi_{(i-1,j)}}{2}\right)$; S_y – шаг расчетной сетки по меридиану, км, величина постоянная, при расчетах определялся по формуле $S_y = 1,852 \cdot |\varphi_{(i+1,j)} - \varphi_{(i,j)}|$, где 1,852 – длина 1-й морской мили; км, φ и λ – широта и долгота узлов расчетной сетки (град, мин).

Модули разностей $|\lambda_{(i,j+1)} - \lambda_{(i,j)}|$ и $|\varphi_{(i+1,j)} - \varphi_{(i,j)}|$ значений широты и долготы между узлами сетки вычислялись в географических минутах и переводились в километры.

Итоговый модуль горизонтального градиента рассчитывается по формуле

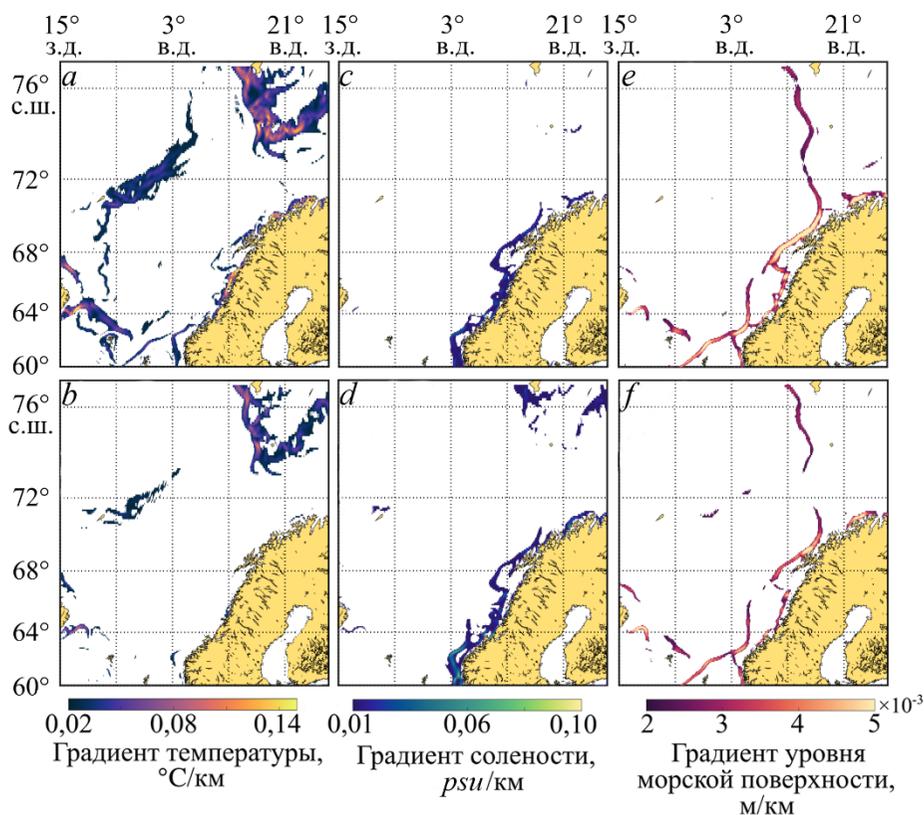
$$|gradP| = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2}.$$

Данный способ имеет явную привязку к географическим координатам и помогает сравнить значения градиентов, рассчитанные нами и полученные другими авторами, что в целом определяет используемый алгоритм как популярный и естественный выбор при обработке геоданных.

4. Результаты и обсуждение

Общее описание фронтальных зон

Авторами были выделены и географически определены пять основных ФЗ в Норвежском море в поле температуры, солености и уровне морской поверхности (рис. 3). Положение фронтальных зон тесно связано с рельефом дна, а также с особенностью циркуляции квазистационарных течений в данном регионе. На основе результатов анализа были сделаны следующие выводы.



Р и с. 3. Градиенты температуры, $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (*a* и *b*), солёности, $\text{psu}/\text{км}$ (*c* и *d*), и уровня морской поверхности, $\text{м}/\text{км}$ (*e* и *f*), осредненные за 1993–2019 гг.: *сверху* – зимний период; *снизу* – летний период

Fig. 3. Gradients of temperature, $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (*a* and *b*), salinity, psu/km (*c* and *d*) and sea surface height, m/km (*e* and *f*) averaged over 1993–2019: *on the top* – winter period, *on the bottom* – summer period

Для Исландско-Фарерской ФЗ температурный максимум наблюдается зимой и составляет $0,20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, летом наблюдаемые значения меньше в два раза и составляют $0,11\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Средние значения в поле температуры $0,034\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в то время как в работе ⁴ они составили $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Для солёности характерен весенний максимум – $0,08\text{ psu}/\text{км}$, зимой же ФЗ выражена менее ярко – $0,04\text{ psu}/\text{км}$. Длина ФЗ колеблется от 270 км летом до 1150 км зимой. Данная ФЗ является термохалинной, так как отделяет теплые и солёные атлантические воды от трансформированных вод центральной части Норвежского моря ⁵, порождая теплые и холодные вихри, ответственные за основной межфронтальный обмен тепла, соли и питательных веществ [26].

⁴ Корablёв А. А. Система фронтальных разделов Норвежской ЭАЗО // Исследование роли энергоактивных зон океана в короткопериодных колебаниях климата. М. : ВИНТИ, 1987. С. 380–386.

⁵ Там же.

ФЗ Восточно-Исландского течения не постоянна. Она не образует халинную ФЗ в зимнее время года, но летом проявляется довольно интенсивно, максимальный градиент составляет $0,084 \text{ psu/км}$. Температурный максимум наблюдается в осеннее время года и доходит до $0,137 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Длина колеблется от 170 км летом до 340 км зимой. В поле температуры ФЗ интенсивнее в зимне-весенний период (средние значения внутри ФЗ достигают $0,039 \text{ }^\circ\text{C/км}$), а в поле солёности – в весеннее время года ($0,019 \text{ psu/км}$). ФЗ является термохалинной.

Арктическая ФЗ также не постоянна. Значения градиентов солёности близки к нулю зимой (ФЗ отсутствует), а летом достигают $0,033 \text{ psu/км}$, что является малым значением относительно других ФЗ в исследуемом регионе. Согласно работе А. А. Кораблева и статье [42], градиент в Арктической ФЗ составляет $0,01 \text{ psu/км}$. Данная ФЗ также имеет самые низкие значения градиентов температуры относительно других ФЗ. Максимум достигается весной – $0,083 \text{ }^\circ\text{C/км}$, минимум летом – $0,056 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Полученные средние значения градиентов немного меньше, чем в работе [20]: $0,03 \text{ }^\circ\text{C/км}$ против $0,04 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Зона отличается большими пространственными размерами: длина достигает 1380 км, а средняя ширина 190 км. ФЗ является в большей мере термической ФЗ, редко – халинной. Положение этого фронта и летом, и зимой хорошо коррелирует с положением хребта Мона. Интересен также факт, что выделяемый в пределах Ян-Майенской ФЗ фронт в иностранной литературе носит название *Arctic front* (Арктический фронт). Он простирается от Исландско-Фарерского плато до хребтов Мона и Книповича [42–45] и связан с взаимодействием теплых и солёных атлантических вод с холодными и более пресными арктическими водами [42–45].

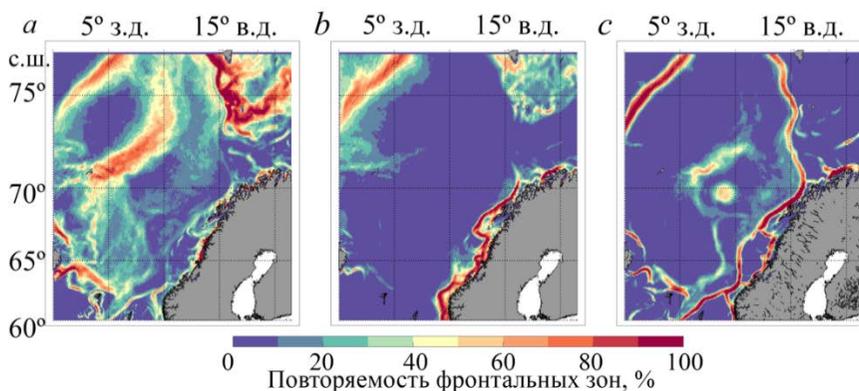
ФЗ Норвежского прибрежного течения выражена ярко в летне-осеннее время в поле солёности вследствие стока рек, таяния ледников и общей циркуляции. ФЗ связана с изменением солёности, которое влияет на поле плотности как летом, так и зимой. Здесь наблюдается максимальный градиент солёности во всем Норвежском море и составляет $0,487 \text{ psu/км}$ осенью, но интенсивнее ФЗ выражена летом (средние значения летом – $0,023 \text{ psu/км}$). В поле температуры наибольшая интенсивность наблюдается в осеннее время года и достигает $0,05 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Данная ФЗ отличается своей длиной (до 2300 км), так как простирается вдоль всего побережья Норвегии. Ширина на отдельных участках также велика и доходит до 330 км в поле солёности. ФЗ является термохалинной.

ФЗ Западного Шпицбергена ярко выражена как в зимнее, так и в летнее время. Она сильно меандрирует и имеет множество фронтов. Температурный максимум наблюдается весной и достигает $0,25 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Градиент солёности ярче выражен в летнее время года и составляет $0,058 \text{ psu/км}$. Зимой максимальная длина доходит до 1350 км, ширина до 180 км. ФЗ также является термохалинной. Обусловлена взаимодействием вод атлантического происхождения с проникающими из Баренцева моря шельфовыми водами архипелага Шпицберген [24].

Динамические фронтальные зоны во многом связаны с донной топографией и расположением стрежней основных ветвей Норвежского течения (рис. 3, *e* и *f*). Их распределение сильно сходно с месторасположением ярко выраженных термических и халинных ФЗ, например, Исландско-Фарерской.

Сезонная изменчивость не характерна для выделения такого типа фронтальных зон и заметна лишь в Ян-Майенской ФЗ.

На рис. 4 показана повторяемость ФЗ в поле температуры, солености и уровня морской поверхности за 1993–2019 гг. ФЗ Западного Шпицбергена характеризуется наибольшей повторяемостью в поле температур (~ 90–100 %) среди всех ФЗ. В поле солености ярче всего выделяется Прибрежная ФЗ, так как здесь проходит *НСС*, несущее значительно опресненные воды, источником которых является солоноватый сток из Балтийского моря, а также сток из норвежских фьордов. Обратную картину в поле солености мы видим для Арктической ФЗ: повторяемость в отдельных местах достигает до 30 % (ФЗ находится на значительном расстоянии от суши). В поле уровня повторяемость более 50 % встречается в узкой области стрежней Норвежского течения и в районе ЛВ (рис. 4, *с*). Самой стабильной фронтальной зоной можно назвать Исландско-Фарерскую ФЗ, так как она выражена ярко во всех трех исследуемых характеристиках. Найденные для этой ФЗ значения сходны с результатами, полученными на основе использования спутниковых данных [34].



Р и с. 4. Повторяемость фронтальных зон, %, в поле температуры (*a*), солености (*b*) и уровня морской поверхности (*c*) за 1993–2019 гг.

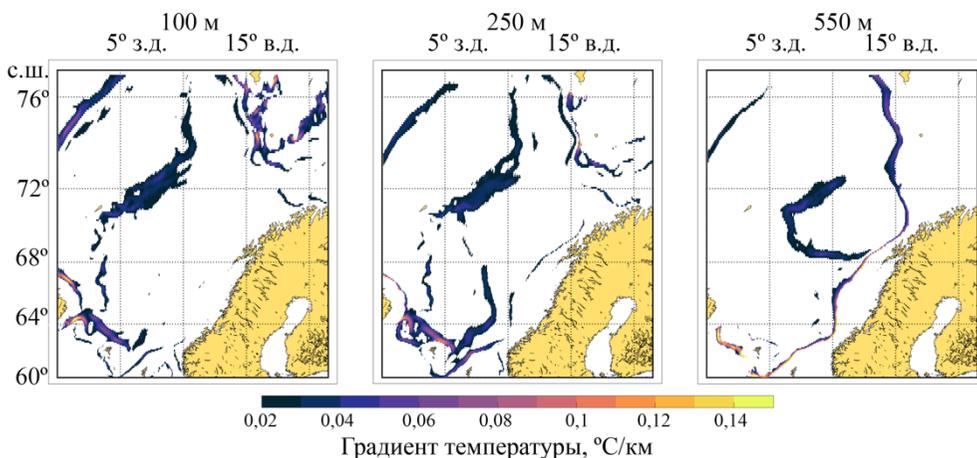
F i g. 4. Frequency of the frontal zones, (%), in the temperature (*a*), salinity (*b*) and sea surface height (*c*) fields over 1993–2019

При рассмотрении градиентов термохалинных характеристик с увеличением глубины (рис. 5) было обнаружено, что глубина залегания фронтальных зон в данной акватории варьируется в больших диапазонах. Встречаются как приповерхностные ФЗ (залегают до глубины шельфа), так и фронтальные зоны, охватывающие всю толщу вод до главного пикноклина (около 700–1000 м). Большие (более 1000 м) глубины присутствия зон высоких градиентов не были обнаружены.

Для данной акватории с увеличением глубины характерно появление других фронтальных зон, не проявляющихся в поверхностном слое океана (например, Прибрежно-склоновой ФЗ, которая простирается вдоль изобаты 500 м, начиная с глубин ~ 300 м), и ФЗ Лофотенского вихря), где каждая образованная ФЗ обусловлена системой течений, топографией дна, а также общим взаимодействием холодных и опресненных вод Арктики с теплыми и солеными

водами Северо-Атлантического течения. Тем не менее наибольшей площадью фронтальных зон характеризуется горизонт 50 м. Переходной границей положения ФЗ является глубина ~ 350 м.

С увеличением глубины фронтальные зоны в поле температуры уменьшаются в своих размерах и концентрируются ближе к границам Лофотенской котловины (рис. 5). В поле солености наблюдается две ФЗ: фронтальная зона Норвежского прибрежного течения, глубина залегания которой достигает примерно 150 м, и Исландско-Фарерская ФЗ с характерной глубиной залегания ~ 250 м (примерно до глубины шельфа).



Р и с. 5. Пространственное распределение рассчитанных градиентов в поле температуры в 1993–2019 гг. на глубинах 100, 250 и 550 м

F i g. 5. Spatial distribution of the calculated gradients in the temperature field at the 100, 250 and 550 m depths in 1993–2019

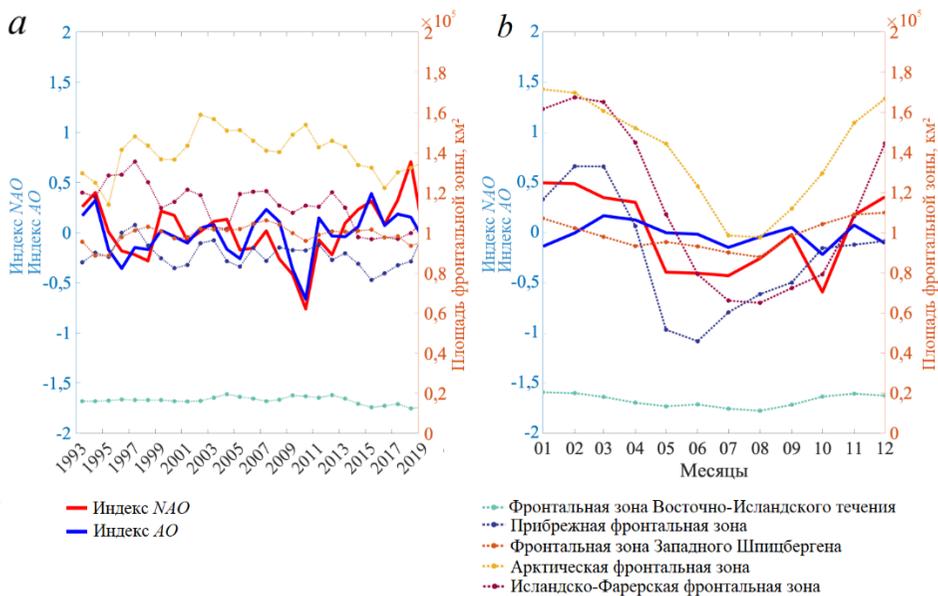
Почти каждая фронтальная зона с увеличением глубины имеет более высокие градиенты температур (как максимальные, так и средние значения). Это может быть связано с интенсивным перемешиванием в приповерхностном слое, чего нельзя сказать о промежуточном слое (глубины более 400 м), в котором теплое Норвежское течение встречается с арктическими водами. Интересной в этом плане является Исландско-Фарерская ФЗ, на поверхности которой градиенты температуры доходят до $0,13\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а на глубине 550 м составляют $0,59\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Анализ полученных данных показал, что с глубиной главную роль в динамике ФЗ играет температура, градиенты которой резко увеличиваются и могут быть на порядок выше, чем на поверхности. Наблюдается смещение фронтальных зон к Лофотенской котловине и к Фарерско-Исландскому порогу.

Сезонная и межгодовая изменчивость

На рис. 6, а показана межгодовая изменчивость площадей ФЗ и атмосферных индексов. Можно заметить, что наблюдается отрицательная межгодовая корреляция площадей Исландско-Фарерской и Восточно-Исландской ФЗ с атмосферным индексом *NAO*, равная $-0,44$ и $-0,51$ соответственно (таблица).

Остальные ФЗ имеют менее выраженную отрицательную корреляцию площади с *NAO*. Так, значения корреляции для Арктической и Прибрежной ФЗ, а также ФЗ Западного Шпицбергена равны $-0,36$, $-0,27$ и $-0,19$ соответственно. Корреляция площади исследуемых ФЗ с индексом *AO* менее выражена по сравнению с индексом *NAO* (таблица). Она минимальна для Прибрежной ФЗ, тогда как для ФЗ Западного Шпицбергена она положительна, хотя и близка к нулю. Для Арктической, Исландско-Фарерской и Восточно-Исландской ФЗ корреляция с *AO* выражена сильнее и составляет $-0,27$, $-0,32$ и $-0,44$ соответственно. Стоит отметить, что между исследуемыми ФЗ наблюдается существенный разброс значений корреляции. Для некоторых ФЗ, в частности для ФЗ Западного Шпицбергена и Прибрежной, корреляция незначительна как с индексом *NAO*, так и с индексом *AO*. С другой стороны, для Арктической, Исландско-Фарерской и Восточно-Исландской ФЗ значения корреляции как с индексом *NAO*, так и с индексом *AO* больше, что может указывать на тесную связь между этими характеристиками крупномасштабной атмосферной циркуляции. Отрицательная межгодовая корреляция между площадью ФЗ и индексами *NAO* и *AO* описана в работе [43] и связана с поступлением и дальнейшим распределением атлантических вод в Норвежском море.



Р и с. 6. Межгодовая и сезонная изменчивость площадей фронтальных зон и индексов *NAO* и *AO*

F i g. 6. Interannual and seasonal variability of the frontal zone areas and the *NAO* and *AO* indices

Для Исландско-Фарерской и Прибрежной ФЗ характерны существенные отрицательные значения межгодового тренда, равные -988 и -196 км²/год (таблица). С меньшей скоростью происходит уменьшение Восточно-Исландской и Арктической ФЗ (-86 и -27 км²/год соответственно), тогда как для ФЗ Западного Шпицбергена характерен положительный межгодовой тренд (96 км²/год).

**Рассчитанные корреляции между площадью ФЗ и индексами *AO* и *NAO*,
а также значения сезонного и межгодового тренда**
**Calculated correlations between the FZ areas and the *AO* and *NAO* indices,
and values of the seasonal and interannual trends**

Фронтальные зоны / Frontal Zones	Корреляция / Correlation				Тренд / Trends	
	сезонная / seasonal		межгодовая / intrannual			
	<i>NAO</i>	<i>AO</i>	<i>NAO</i>	<i>AO</i>	сезонный, км ² /месяц / seasonal, km ² /month	межгодовой, км ² /год / interannual, km ² /year
Исландско-Фарерская / Iceland-Faroe	0,87	0,33	-0,44	-0,32	-6410,30	-988,41
Арктическая / Arctic	0,78	0,23	-0,36	-0,27	-2691,50	-27,10
Восточно-Исландская / East-Iceland	0,66	-0,03	-0,51	-0,44	-118,30	-86,11
Прибрежная / Coastal	0,81	0,25	-0,27	-0,05	-3283,75	-196,94
Западного Шпицбергена / West Svalbard	0,50	-0,18	-0,19	0,14	477,00	96,57

Все ФЗ, за исключением ФЗ Западного Шпицбергена, характеризуются отрицательными сезонными трендами (таблица). Наибольшие по модулю значения трендов характерны для Исландско-Фарерской, Прибрежной и Арктической ФЗ, тогда как для Восточно-Исландской ФЗ тренд близок к нулю.

Говоря о сезонной изменчивости (рис. 6, *b*), стоит отметить, что она характерна для большинства ФЗ и имеет слабые колебания лишь в Восточно-Исландской ФЗ и ФЗ Западного Шпицбергена (таблица). В зимний период площадь Арктической и Исландско-Фарерской ФЗ может превышать 160 тыс. км², тогда как площадь Прибрежной, ФЗ Западного Шпицбергена и Исландско-Фарерской ФЗ достигает 130, 110 и 20 тыс. км² соответственно. Своего максимального пространственного развития большая часть ФЗ достигает в феврале, тогда как в весенний период происходит их резкое уменьшение. В летний период (чаще всего в июне или в августе) площадь ФЗ минимальна и для Арктической, Исландско-Фарерской и Прибрежной фронтальных зон она равна 100, 65 и 45 тыс. км² соответственно (рис. 6, *b*). Минимальная площадь ФЗ Западного Шпицбергена и Восточно-Исландской ФЗ летом достигает 90 и 10 тыс. км² соответственно. Рассчитанная сезонная изменчивость площадей ФЗ довольно сходна с колебаниями расхода ветвей Норвежского течения, описанными в работе [21].

Таким образом, площадь Арктической, Исландско-Фарерской и Прибрежной ФЗ может меняться в течение года в 1,6, 2,5 и в 2,9 раза соответственно. В свою очередь, аналогичные параметры для ФЗ Западного Шпицбергена и Восточно-Исландской ФЗ равны 1,2 и 2 раза соответственно.

Говоря об индексе *NAO*, можно заметить, что он максимален в зимний период и достигает 0,5. Затем происходит его резкое уменьшение, к середине весны он достигает нуля, а концу доходит до -0,4 (рис. 6). Летом индекс *NAO*

меняется слабо, начиная увеличиваться лишь к августу. Осенью заметен незначительный рост индекса *NAO*. Стоит отметить, что в сентябре наблюдается существенное уменьшение как индекса *NAO*, так и индекса *AO*. По сравнению с индексом *NAO*, индекс *AO* меняется не так интенсивно по сезонам (рис. 6).

5. Выводы

На основе реанализа *GLORYS12V1* получены пространственные характеристики фронтальных зон Норвежского моря. Впервые даны оценки их повторяемости, сезонной и межгодовой изменчивости за 1993–2019 гг. По этим данным рассчитаны коэффициенты корреляции фронтальных зон с индексами *NAO* и *AO*, а также значения межгодового тренда. Результаты во многом соответствуют оценкам, приводящимся в более ранних исследованиях. Так, Ян-Майенская и другие ФЗ отчетливо прослеживаются на глубинах от 0 до 600 м, что близко с оценками в других работах.

Горизонтальные градиенты температуры во фронтальных зонах близки к аналогичным оценкам в других работах, хоть и могут быть немного ниже. Градиенты в поле солёности имеют меньший разброс.

Индекс *NAO* отчетливо коррелирует с сезонной и межгодовой изменчивостью фронтальных зон, тогда как связь с индексом *AO* менее заметна. Положительные значения корреляции между сезонной изменчивостью площади ФЗ и индексом *NAO* свидетельствуют об уменьшении интенсивности фронтальных зон при отрицательном индексе *NAO*. Данный механизм может быть связан со смещением ядра Норвежского фронтального течения и ослаблением градиентов температуры поперек фронта.

Результаты свидетельствуют о ярко выраженной сезонной и межгодовой изменчивости большинства ФЗ Норвежского моря. В осенне-зимний период происходит резкое увеличение площади фронтальных зон, по своим значениям превосходящее многолетние изменения. Разница между площадью фронтальных зон в летний и зимний период может достигать 2,5–2,9 раза. Для большинства ФЗ характерны отрицательные многолетние линейные тренды, свидетельствующие о долговременном уменьшении их площадей. Сезонные и межгодовые колебания Восточно-Исландской ФЗ и ФЗ Западного Шпицбергена слабо заметны. Для фронтальных зон характерно наличие ярко выраженной вертикальной изменчивости от поверхности до глубин ~ 900 м. С увеличением глубины происходит смещение положения фронтальных зон (вплоть до появления новых, не обнаруженных на поверхности ФЗ), а также рост градиентов температуры и солёности. Данный факт может быть связан с перемешиванием и конвекцией, а также с распространением атлантических вод. Показано, что все ФЗ имеют высокую повторяемость (более 70 %) в поле температуры, тогда как в поле солёности и уровня моря повторяемость увеличивается лишь в районе ЛВ и стречней Норвежского течения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. *Kostianoy A. G., Nihoul C. J. Frontal Zones in the Norwegian, Greenland, Barents and Bering Seas // Influence of Climate Change on the Changing Arctic and Sub-Arctic Conditions. Dordrecht : Springer, 2009. P. 171–190. doi:10.1007/978-1-4020-9460-6_13*

2. Life on the edge: Marine life and fronts / D. B. Olson [et al.] // *Oceanography*. 1994. Vol. 7, no. 2. P. 52–60. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1994.03>
3. *Bakun A.* Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage // *Scientia Marina*. 2006. Vol. 70, suppl. 2. P. 105–122. doi:10.3989/scimar.2006.70s2105
4. “Flashes” of chlorophyll-a concentration derived from in situ and remote sensing data at the Polar Front in the Barents Sea / V. Kushnir [et al.] // *The Open Oceanography Journal*. 2011. Vol. 5. P. 14–21. doi:10.2174/1874252101105010014
5. *Russell R. W., Harrison N. M., Hunt Jr. J. G. L.* Foraging at a Front: Hydrography, Zooplankton, and Avian Planktivory in the Northern Bering Sea // *Marine Ecology Progress Series*. 1999. Vol. 182. P. 77–93. doi:10.3354/meps182077
6. Oceanic Fronts Shape Biodiversity of Gelatinous Zooplankton in the European Arctic / M. K. Manko [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2022. Vol. 9. 941025. doi:10.3389/fmars.2022.941025
7. *Chapman C. C.* Southern Ocean jets and how to find them: Improving and comparing common jet detection methods // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 7. P. 4318–4339. doi:10.1002/2014jc009810
8. *Orvik K. A., Niiler P.* Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29, iss. 19. 1896. doi:10.1029/2002gl015002
9. *Малинин В. Н., Гордеева С. М.* Промысловая океанология юго-восточной части Тихого океана. СПб. : РГТУ, 2009. Том I : Изменчивость факторов среды обитания. 277 с.
10. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea / T. V. Belonenko [et al.] // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2021. Vol. 21. ES1006. doi:10.2205/2020ES000747
11. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders / L.-S. Yu [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122, iss. 8. P. 6814–6834. doi:10.1002/2017jc012982
12. *Башмачников И. Л., Белоненко Т. В., Куйбин П. А.* Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристик Лофотенского вихря Норвежского моря // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2017. Т. 62, № 3. С. 221–236. doi:10.21638/11701/spbu07.2017.301
13. *Травкин В. С., Белоненко Т. В.* Исследование вихревой изменчивости в Лофотенской котловине на основе анализа доступной потенциальной и кинетической энергии // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 3. С. 318–332. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-318-332
14. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas / Raj R. P. [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015. Vol. 96. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.10.011>
15. *Травкин В. С., Белоненко Т. В., Кубряков А. А.* Холодное пятно над Лофотенским вихрем // *Исследование Земли из Космоса*. 2022. № 4. С. 25–37. EDN NLWRVS. doi:10.31857/S0205961422040066
16. *Фёдоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В.* Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев Argo и гидродинамического моделирования // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2019. Т. 64, № 3. С. 491–511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>
17. Evaluation of Heat and Salt Transports by Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin / T. V. Belonenko [et al.] // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. Vol. 6. ES6011. doi:10.2205/2020ES000720
18. *Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 3. С. 56–67. doi:10.7868/S2073667320030041

19. Volkov D. L., Kubryakov A. A., Lumpkin R. Formation and Variability of the Lofoten Basin Vortex in a High-Resolution Ocean Model // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 105. P. 142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
20. The Arctic Front and its variability in the Norwegian Sea / R. P. Raj [et al.] // Ocean Science. 2019. Vol. 15, iss. 6. P. 1729–1744. doi:10.5194/os-15-1729-2019
21. Mork K. A., Skagseth Ø. A quantitative description of the Norwegian Atlantic Current by combining altimetry and hydrography // Ocean Science. 2010. Vol. 6, iss. 4. P. 901–911. <https://doi.org/10.5194/os-6-901-2010>
22. Bosse A., Fer I. Mean structure and seasonality of the Norwegian Atlantic Front Current along the Mohn Ridge from repeated glider transects // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46, iss. 22. P. 13170–13179. <https://doi.org/10.1029/2019GL084723>
23. Walczowski W. Atlantic Water in the Nordic Seas. Cham : Springer, 2014. 174 p. (GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences). doi:10.1007/978-3-319-01279-7
24. Kostianoy A. G., Nihoul J. C. J., Rodionov V. B. Physical Oceanography of Frontal Zones in the Subarctic Seas. Elsevier, 2004. 316 p. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 71).
25. Johannessen O. M. Brief overview of the physical oceanography // The Nordic seas / ed. B. G. Hurdle. New York : Springer, 1986. P. 103–128. doi:10.1007/978-1-4615-8035-5
26. Belkin I. M., Cornillon P. C. Fronts in the World Ocean's Large Marine Ecosystems. International Council for the Exploration of the Sea, 2007. 33 p. (ICES CM 2007/D:21).
27. Smart J. H. Spatial Variability of Major Frontal Systems in the North Atlantic-Norwegian Sea Area: 1980–81 // Journal of Physical Oceanography. 1984. Vol. 14, iss. 1. P. 185–192. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0185:SVOMFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0185:SVOMFS>2.0.CO;2)
28. Нестеров Е. С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М. : Триада Лтд, 2013. 144 с.
29. Гулев С. К., Колинко А. В., Ланно С. С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. СПб. : Гидрометеониздат, 1994. 320 с.
30. Thompson D. W., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. 1998. Vol. 25, iss. 9. P. 1297–1300. <https://doi.org/10.1029/98GL00950>
31. Multidecadal fluctuation of the wintertime Arctic Oscillation pattern and its implication / H. Gong [et al.] // Journal of Climate. 2018. Vol. 31, iss. 14. P. 5595–5608. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0530.1>
32. Chen S., Chen W., Wu R. An interdecadal change in the relationship between boreal spring Arctic Oscillation and the East Asian summer monsoon around the Early 1970s // Journal of Climate. 2015. Vol. 28, iss. 4. P. 1527–1542. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00409.1>
33. Ambaum M. H. P., Hoskins B. J., Stephenson D. B. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? // Journal of Climate. 2001. Vol. 14, iss. 16. P. 3495–3507. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3495:aoonao>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3495:aoonao>2.0.co;2)
34. Belkin I. M. Remote Sensing of Ocean Fronts in Marine Ecology and Fisheries // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 5. 883. <https://doi.org/10.3390/rs13050883>
35. Miller P. I., Read J. F., Dale A. C. Thermal front variability along the North Atlantic Current observed using microwave and infrared satellite data // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2013. Vol. 98. Part B. P. 244–256. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.08.014>
36. Satellite remote sensing of surface oceanic fronts in coastal waters off west-central Florida / C. C. Wall [et al.] // Remote Sensing of Environ. 2008. Vol. 112, iss. 6. P. 2963–2976. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.02.007>
37. Belkin I. M., O'Reilly J. E. An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and SST satellite imagery // Journal of Marine Systems. 2009. Vol. 78, iss. 3. P. 319–326. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.018
38. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость / В. К. Ожигин [и др.]. Мурманск : ПИПРО, 2016. 259 с.

39. Идентификация положения фронтальных зон на поверхности Баренцева моря по данным контактного и дистанционного мониторинга / Д. В. Моисеев [и др.] // Арктика: экология и экономика. 2019. № 2 (34). С. 48–63. doi:10.25283/2223-4594-2019-2-48-63
40. *Roa-Pascuali L., Demarcq H., Nieblas A.-E.* Detection of mesoscale thermal fronts from 4km data using smoothing techniques: Gradient-based fronts classification and basin scale application // *Remote Sensing of Environment*. 2015. Vol. 164. P. 225–237. doi:10.1016/j.rse.2015.03.030
41. *Фукс В. П.* О возможности оценки положения фронтальных зон в океане по данным спутниковых измерений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2009. № 1 (3). С. 29–34.
42. *Nilsen J. E. Ø., Nilsen F.* The Atlantic Water flow along the Vøring Plateau: Detecting frontal structures in oceanic station time series // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2007. Vol. 54, iss. 3. P. 297–319. doi:10.1016/j.dsr.2006.12.012
43. *Blindheim J., Ådlandsvik B.* Episodic formation of intermediate water along the Greenland Sea Arctic Front 1995. 11 p. (ICES CM1995/Mini:6). URL: https://www.ices.dk/sites/pub/CM%20Ddocuments/1995/Mini/1995_Mini6.pdf (date of access: 15.01.2022).
44. *Mork K. A., Blindheim J.* Variation in the Atlantic Inflow to the Nordic Seas, 1955–1996 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2000. Vol. 47, iss. 6. P. 1035–1057. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00091-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00091-6)
45. *Piechura J., Walczowski W.* The Arctic Front: structure and dynamics // *Oceanologia*. 1995. No. 37 (1). P. 47–73.

Об авторах:

Ахтямова Авелина Фидарисовна, инженер-исследователь, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9), **ORCID ID: 0000-0001-5447-7654**, avellinnaa@gmail.com

Травкин Владимир Станиславович, инженер-исследователь, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9), **ORCID ID: 0000-0002-7254-9313**, v.travkin@spbu.ru

Оценка качества моделирования скорости ветра и высоты волн в Карском море с использованием моделей *COSMO-CLM* и *WAVEWATCH III*

С. А. Мысленков^{1, 2, 3}✉, В. С. Платонов¹

¹ МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

² Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва, Россия

³ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
✉ stasocean@gmail.com

Поступила в редакцию 30.06.2022; одобрена после рецензирования 03.10.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – получить оценки качества результатов моделирования скорости ветра и высоты волн в Карском море.

Методы и результаты. Метеорологические характеристики получены при помощи модели *COSMO-CLM*, а волновые параметры – на основе модели *WAVEWATCH III* с высоким разрешением в прибрежной зоне. Проведено восемь численных экспериментов с разными настройками и различным шагом по пространству атмосферной модели от 2,8 до 12 км. Эксперименты выполнены для периодов сентябрь – октябрь 2012 г. и август – сентябрь 2014 г. Для оценки качества моделирования скорости ветра и высоты волн использовались данные спутников *CryoSat* и *SARAL*, а также данные прибрежных метеостанций. Получены статистические показатели оценки качества воспроизведения ветра и волн для разных конфигураций моделей. При оценке скорости ветра наилучший результат обеспечивает конфигурация модели *COSMO-CLM* с разрешением на базовой области ~ 12 км, на вложенной ~ 3 км с использованием технологии «спектральной подкачки». Верификация по данным метеостанций и спутниковых измерений для оптимальной конфигурации показала, что для скорости ветра коэффициенты корреляции составляют в среднем ~ 0,8, систематическая ошибка – 0,1–0,4 м/с, среднеквадратическая ошибка – 1,7–1,8 м/с. При оценке высоты волн наилучший результат получен при использовании полей ветра с разрешением 3 и 10 км (среднеквадратическая ошибка ~ 0,4 м, коэффициент корреляции ~ 0,87).
Выводы. Показано, что использование технологии «спектральной подкачки» улучшает качество воспроизведения модуля скорости ветра и высоты волн системой *COSMO-CLM* – *WW3* для региона Карского моря во всех случаях. Качество результатов воспроизведения поля ветра при использовании модели *COSMO-CLM* разрешением ~ 3 км сопоставимо с качеством реанализов *ERA5* и *CFSv2*. Поскольку мезомасштабное моделирование позволяет воспроизводить более детальную структуру поля ветра, в особенности в прибрежных районах, результаты позволяют использовать поля ветра с разрешением 3 км для широкого круга научных и прикладных задач.

Ключевые слова: Карское море, скорость ветра, ветровое волнение, *WAVEWATCH III*, нерегулярная сетка, *COSMO-CLM*, моделирование

Благодарности: работа С. А. Мысленкова выполнена при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ имени М. В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды». Расчеты метеорологических параметров по модели

© Мысленков С. А., Платонов В. С., 2023

COSMO-CLM выполнены В. С. Платоновым в рамках выполнения госзадания МГУ имени М. В. Ломоносова (тема № 121051400081-7) с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М. В. Ломоносова.

Для цитирования: Мысленков С. А., Платонов В. С. Оценка качества моделирования скорости ветра и высоты волн в Карском море с использованием моделей COSMO-CLM и WAVEWATCH III // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 84–105. EDN PMNYHY. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-84-105

Evaluation of the Wind Speed and Wave Heights Simulation in the Kara Sea Using the COSMO-CLM and WAVEWATCH III Models

S. A. Myslenkov^{1, 2, 3}✉, V. S. Platonov¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Hydrometeorological Research Centre of Russian Federation, Moscow, Russia

³ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
✉ stasocean@gmail.com

Abstract

Purpose. The work is aimed to obtain the quality estimates of the results of modeling the wind speed and wave heights in the Kara Sea.

Methods and Results. The COSMO-CLM model was used to simulate the atmospheric conditions, and the WAVEWATCH III model – to obtain the wave parameters with high resolution in the coastal zone. Eight COSMO-CLM-based numerical experiments including various model options and grid sizes from 12 to 2.8 km were carried out for the periods September – October, 2012 and August – September, 2014. To assess the quality of wind speed and wave height modeling, the data of the CryoSat and SARAL satellites, as well as the coastal weather stations were used. Statistical indicators for assessing the quality of wind and wave reproduction for different model configurations were obtained. The wind speed assessing was best provided by the COSMO-CLM model configuration with the ~ 12 km resolution in the basic domain and the ~ 3 km resolution in the nested one; at that in both cases the “spectral nudging” technology was used. Verification using the weather stations data and the satellite measurements performed for the model optimal configuration, has shown that for the wind speed, the average correlation coefficients were ~ 0.8, the bias varied from 0.1 to 0.4 m/s and the RMS error was 1.7–1.8 m/s. As for the wave height assessments, the best result was obtained when the wind fields with the 3 and 10 km resolutions were applied (the RMS error was ~ 0.4 m and the correlation coefficient was ~ 0.87).

Conclusions. It is shown that in all the cases, application of the “spectral nudging” technology improves quality of the wind speed and wave height modeling performed due to the COSMO-CLM – WW3 system for the Kara Sea region. Quality of the results of wind field reproduction using the COSMO-CLM model with the ~ 3 km resolution is comparable to quality of the ERA5 and CFSv2 reanalyses. Since mesoscale modeling provides a more detailed wind field spatial structure, especially in the coastal regions, the results permit to use the wind fields with the 3 km resolution for a wide range of scientific and applied tasks.

Keywords: Kara Sea, wind speed, wind waves, WAVEWATCH III, unstructured mesh, COSMO-CLM, simulation

Acknowledgements: The work by S. A. Myslenkov was carried out with support by the Interdisciplinary Scientific and Educational School of the Lomonosov Moscow State University “The Future of the Planet and Global Environmental Changes”. The meteorological parameters were calculated by V. S. Platonov using the COSMO-CLM model within the framework of the MSU state assignment on theme No. 121051400081-7 using the equipment of the shared research facilities of HPC computing resources of the Lomonosov Moscow State University.

Введение

В настоящее время существует повышенный интерес к исследованию гидрометеорологических условий арктических морей, связанный с интенсивным хозяйственным освоением данного региона: здесь идет активная разведка, добыча и транспортировка полезных ископаемых, развивается рыбный промысел и судоходство. Одним из ключевых лимитирующих факторов для хозяйственной деятельности и судоходства, для развития береговой инфраструктуры, подверженной разрушениям в штормовых условиях, является ветро-волновой режим. Изучение гидрометеорологических условий в арктических морях России – приоритетная задача в связи с освоением шельфовых месторождений нефти и газа, развитием и обеспечением судоходства по Северному морскому пути и сопутствующей инфраструктуры.

Для обеспечения гидрометеорологического обслуживания важное значение имеет исследование повторяемости экстремальных ветров и волн, их межгодовой изменчивости, а также причин, приводящих к их возникновению. Натурные данные о волнении в Арктике практически отсутствуют, поэтому для обеспечения судоходства и шельфовых работ используются диагностические и прогностические расчеты численных моделей волнения. В качестве вынуждающей силы (форсинга) в этих моделях используются диагностические или прогностические поля ветра из глобальных моделей прогноза погоды [1–3]. Отметим, что арктические моря отличаются также низкой обеспеченностью метеорологическими наблюдениями [4], поэтому численные модели атмосферы часто представляют собой единственный источник данных о скорости ветра. В современных метеорологических реанализах производится усвоение данных о приводном ветре, полученных со спутниковых альтиметров [5, 6]. Усвоение данных альтиметров реанализами несколько затрудняет использование спутниковых данных для оценки качества реанализов, так как эти данные уже не являются независимыми. Среднеквадратическая ошибка (СКО) для скорости ветра по данным со спутника *SARAL* при сопоставлении с данными метеорологических буев составляет 1,5 м/с [7], а для спутника *CryoSat* стандартное отклонение составляет 1,2–1,3 м/с [8]. Для воспроизведения ветрового режима акваторий со сложной береговой линией представляется целесообразным использовать региональные модели с высоким пространственным разрешением.

Существует ряд работ, посвященных исследованию ветро-волнового режима Карского моря. Особенности ветрового режима и волнового климата Карского моря приведены в справочнике ¹, в котором на основе реанализа *NCEP/NCAR* и модели *WAVEWATCH III (WW3)* рассчитана повторяемость ветра и волн различной обеспеченности, в частности показано, что в Ямало-Югорском районе Карского моря скорость ветра (осреднение 10 мин) с повторяемостью 1 раз в год составляет 22,5 м/с, высота волн 50%-ной обеспе-

¹ Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева и Карского морей. СПб. : Российский морской регистр судоходства, 2013. 334 с.

ченности с повторяемостью 1 раз в год – более 3 м, а 0,1%-ной обеспеченности – более 8,6 м. С октября по апрель средняя длительность окон погоды, когда скорость ветра не превышает 10 м/с, составляет не более 3 дней. То есть значительную часть года в Карском море господствует штормовая погода, в связи с чем чрезвычайно важно развивать методы точного диагноза и прогноза ветра и волнения. В [9] на основе моделирования волнения показан рост штормовой активности в Карском море за последние 39 лет, обусловленный в первую очередь увеличением продолжительности безледного периода и увеличением разгона вследствие меньшей площади льдов. В работе [1] на основе модели *SWAN* и вложенных сеток проведено моделирование волнения в Карском море и Обской губе. Сведения о параметрах волнения и трендах высоты волн приводятся также в статьях [10, 11].

В работе [2] расчет поля ветра выполнен по модели *WRF*, а параметры волнения для Карского и Печорского морей моделируются при помощи Российской атмосферно-волновой модели. Оценки точности расчетов скорости ветра при сравнении с данными метеостанций показали корреляцию 0,8–0,9, что подтверждает положительный эффект от применения ветрового форсинга мезомасштабных моделей с высоким пространственным разрешением. Оперативные прогнозы параметров ветровых волн в Карском море доступны на сайте Арктического и антарктического научно-исследовательского института (URL: http://old.aari.ru/clgmi/forecast/_fc_1.php).

Однако важно анализировать качество мезомасштабных метеорологических моделей, принимая во внимание возможность воспроизведения ими опасных явлений в рассматриваемом регионе, например таких, как подветренные бури или полярные мезоциклоны [12, 13], которые вносят ощутимый вклад в общую повторяемость штормов. В работе [12] представлено успешное воспроизведение при помощи модели *WRF* Новоземельской боры и ее влияние на ветровое волнение. В работе [14] на отдельных примерах показано, что моделирование *COSMO-CLM* с высоким разрешением (~3 км) в Арктическом регионе со сложными береговой линией и рельефом позволяет адекватно описывать мезомасштабные циркуляции, в том числе связанные с высокими скоростями ветра. В работе [15] продемонстрировано успешное использование модели *COSMO-CLM* с разрешением ~ 3 км для прибрежной зоны Карского моря.

В этой работе в качестве ветрового форсинга использованы результаты восьми оригинальных численных экспериментов на базе модели *COSMO-CLM*. На основе данных измерений получены оценки качества результатов моделирования скорости ветра и параметров волн. Цель работы – показать целесообразность применения мезомасштабных моделей для анализа и прогноза штормовых условий в Карском море. В работе представлены ретроспективные расчеты приводного ветра и ветрового волнения с высоким пространственным разрешением.

Материалы и методы исследований

Мезомасштабная модель *COSMO-CLM*. В качестве основного инструмента моделирования динамики атмосферы использовалась негидростатическая модель *COSMO-CLM* (версия 5.0) [16, 17]. *COSMO-CLM* – климатическая

версия региональной мезомасштабной модели *COSMO*, разрабатываемая одноименным консорциумом (*Consortium for Small-scale Modeling*), включающим национальные службы прогноза погоды ряда стран, в том числе РФ (Росгидромет). Климатическая версия модели развивается в рамках международного научного сообщества *CLM-Community* ².

Модель *COSMO-CLM (CCLM)* основана на уравнениях Рейнольдса, описывающих динамику сжимаемой жидкости во влажной атмосфере [18, 19]. Модельные уравнения решаются на широтно-долготной сетке (λ , φ) со смещенным положением Северного полюса, в роли вертикальной координаты выступает гибридная величина μ (σ - z -система), численная схема реализована на сетке Аракавы типа *C* [20]. Внешние параметры, описывающие свойства поверхности, агрегируются с помощью инструмента *EXTPAR* ³ из различных источников: *GLOBE* (поверхностная орография), *MODIS* (свойства почвы и альбедо) и *Globcover2009* (растительный покров, глубина корней, доля суши и др.), – и в ходе препроцессинга переинтерполируются на сетку модели *COSMO*.

Во многих работах [21, 22] было показано, что использование технологии «спектральной подкачки» (англ. *spectral nudging*) способствует лучшему усвоению особенностей крупномасштабных метеорологических полей за счет дополнительного использования данных форсинга (в данном случае реанализа) не только на боковых границах расчетной области, но и внутри нее. Поэтому в данной работе был проведен ряд экспериментов по исследованию влияния использования «спектральной подкачки» на качество воспроизведения приземного ветра и волнения.

Более подробное описание физики и динамики модели и параметризаций подсеточных процессов можно найти на странице документации модели ⁴.

Региональная модель *COSMO-CLM* используется членами консорциума для решения широкого спектра задач, в том числе для моделирования динамики атмосферы и ветрового режима в высоких широтах. Первые результаты воспроизведения случаев штормового волнения в арктических морях с использованием модели *COSMO-CLM*, совмещенной с волновой моделью, приведены в статьях [15, 23].

Модель WAVEWATCH III. Для расчета параметров ветрового волнения в Карском море использовалась спектральная волновая модель третьего поколения *WAVEWATCH III* версии 6.07 ⁵. Эта волновая модель учитывает нелинейные взаимодействия трех волн, характерные для закрытых и мелководных акваторий, эффекты обрушения и дифракции волн на малых глубинах, а также влияние морского льда.

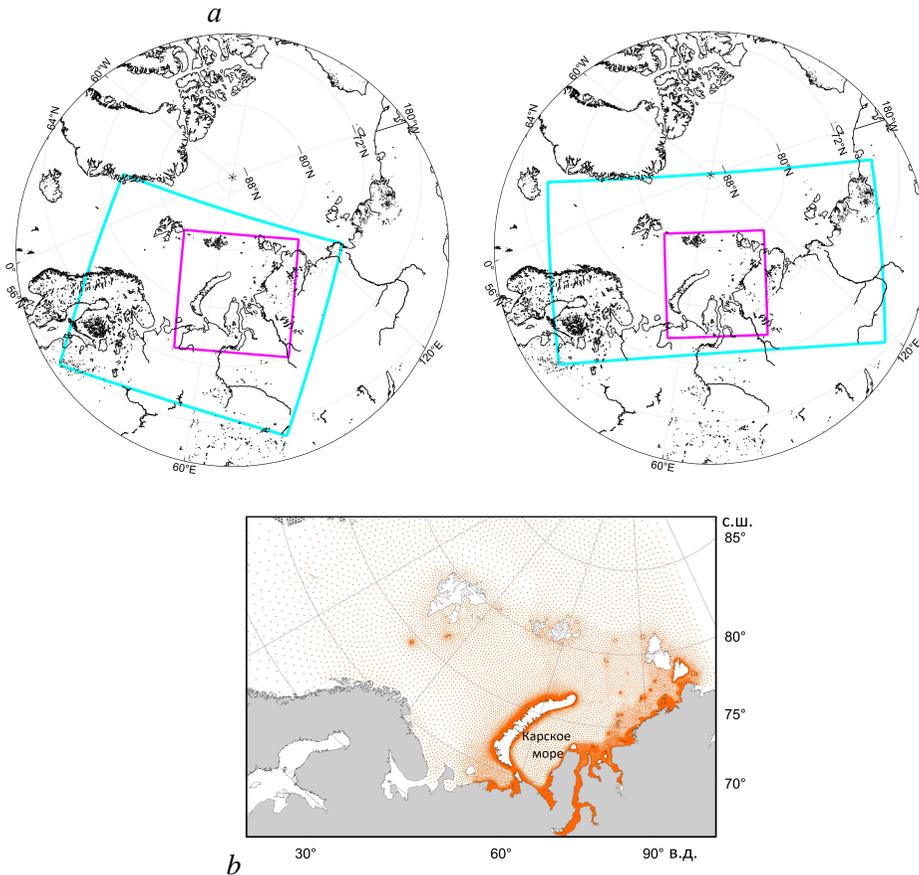
² URL: <https://clmcom.scrollhelp.site/clm-community/> (дата обращения: 24.06.2022).

³ External Parameters for Numerical Weather Prediction and Climate Application EXTPAR v5_0. User and Implementation Guide / H. Asensio [et al.]. 2018. 45 p. URL: https://www.cosmo-model.org/content/support/software/ethz/EXTPAR_user_and_implementation_manual_202003.pdf (date of access: 20.12.2022).

⁴ URL: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm> (дата обращения: 24.06.2022).

⁵ User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III version 6.07. College Park, USA, 2019. URL: https://www.researchgate.net/publication/336069899_User_manual_and_system_documentation_of_WAVEWATCH_III_R_version_607 (date of access: 18.12.2020).

Для генерации волн применялась схема *ST6*, для расчета нелинейных взаимодействий – схема *DIA*, для учета влияния льда – схема *IC0*. Учет воздействия придонного трения происходит по схеме *JONSWAP*, диссипация волновой энергии параметризуется в зависимости от отношения фазовой и групповой скоростей волн, а также глубины в точке. Спектральное разрешение модели составляет 36 направлений ($\Delta\theta = 10^\circ$), частотный диапазон σ – 36 интервалов от 0,03 до 0,843 Гц. Общий шаг по времени для интегрирования полного уравнения волнового баланса равен 15 мин, шаг по времени для интегрирования функций источников и стоков волновой энергии – 60 с, шаг по времени для передачи энергии по спектру – 450 с.



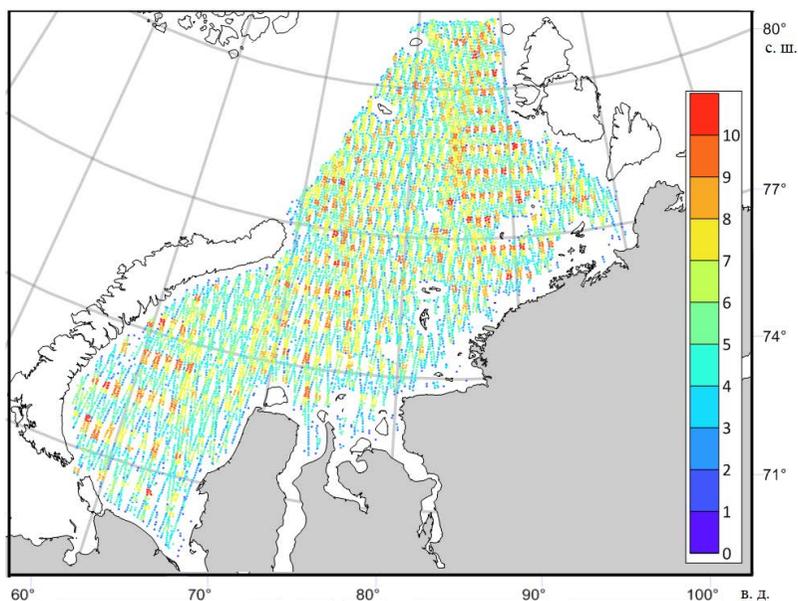
Р и с. 1. Схема расположения границ расчетных доменов *COSMO-CLM* (a): слева – основная (голубой прямоугольник – область с разрешением 12 км, розовый квадрат – область с разрешением 2,8 км); справа – дополнительная (голубой прямоугольник – область с разрешением 10 км, розовый квадрат – область с разрешением 3 км); неструктурная сетка для расчета ветрового волнения в Карском море (b)

Fig. 1. Layout of the boundaries of the *COSMO-CLM* simulation domains (a): on the left – the main (blue rectangle with the 12 km resolution domain, pink square with the 2.8 km resolution domain); on the right – the additional one (blue rectangle with the 10 km resolution domain, pink square with the 3 km resolution domain); the unstructured mesh for calculating wind waves in the Kara Sea (b)

Вычисления проводились на неструктурной триангуляционной сетке, состоящей из 37729 узлов. Данная сетка покрывает акваторию Баренцева и Карского морей, а также всю северную часть Атлантического океана (рис. 1, *b*). Для Карского моря шаг составляет 10 км в открытом море и 700 м у берега. Отметки глубин для вычислительной сетки для глубокой воды были получены на основе базы данных о рельефе дна *ETOPO1*, а для прибрежной зоны произведена оцифровка подробных навигационных карт. Более подробное описание конфигурации модели и особенности проведения экспериментов изложены в работах [9, 24].

При моделировании волнения использовались данные о ветре из мезомасштабной модели *COSMO-CLM* с различным шагом по пространству и шагом по времени 1 ч. Данные о концентрации льда с шагом по времени 1 ч получены из реанализа *NCEP/CFSv2* с разрешением $\sim 0,2^\circ$. Данные о скорости ветра из четырех ближайших узлов (из мезомасштабных моделей разного пространственного разрешения) линейно интерполировались на сетку волновой модели.

Спутниковые данные. Для оценки качества моделирования ветра и волнения для экспериментов 2012 г. использовались данные спутника *CryoSat*, а для экспериментов 2014 г. – данные спутников *CryoSat* и *SARAL*. Данные о высоте значительных волн и скорости ветра имеют пространственное разрешение ~ 7 км вдоль трека и доступны на сайте базы данных *RADS (Radar Altimeter Database System)* ⁶.



Р и с. 2. Данные альтиметра спутника *CryoSat* для сентября – октября 2012 г. Цветом обозначена плотность точек на квадрат 13×13 км

F i g. 2. *CryoSat* altimeter data for September – October, 2012. Color indicates the points density at the 13×13 km square

⁶ URL: <http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml> (дата обращения: 24.06.2022).

При оценке качества данных моделирования расстояние между точками спутниковых данных и точками вычислительной сетки волновой или метеорологической модели не превышало 10 км.

Из спутниковых данных отфильтровывались значения, если точки находились ближе чем в 12 км от берега или от кромки льда, так как в этих случаях наблюдаются сильные выбросы.

После фильтрации и выборки ближайших точек для сетки волновой модели для сентября – октября 2012 г. получился массив данных о высоте волн со спутника *CryoSat*, состоящий из ~ 7500 значений. Для 2012 г. при сравнении спутниковых данных о скорости ветра с данными метеорологической модели массив спутниковых данных составил ~ 8000–15000 значений в зависимости от пространственного разрешения эксперимента. Для августа – сентября 2014 г. массив данных о скорости ветра со спутника *SARAL* составил ~ 8000–14000, с *CryoSat* – ~ 6000–11000. Схема треков альтиметра *CryoSat* для сентября – октября 2012 г. представлена на рис. 2.

Данные метеостанций. Результаты всех экспериментов верифицировались также по 3-часовым данным о скорости ветра прибрежных и островных метеорологических станций на акватории Карского моря и его окрестностей из базы данных ВНИИГМИ-МЦД (URL: <http://meteo.ru/data>), оценки проводились по ближайшим к метеостанциям узлам модельной сетки *COSMO-CLM* для следующих периодов экспериментов: сентябрь – октябрь 2012 г. и август – сентябрь 2014 г. Сравнение проводилось для 14 метеостанций (рис. 3), длина выборки на каждой станции для каждого эксперимента составила 488 значений, что позволяет делать более или менее обоснованные статистические оценки. Рассчитывались стандартные статистические метрики: средняя ошибка, СКО, стандартное отклонение, коэффициент корреляции. Указанные метеостанции расположены в разных частях Карского и частично Баренцева морей и характеризуются сильно различающимися локальными условиями, чем и обусловлен их выбор для оценки результатов моделирования.

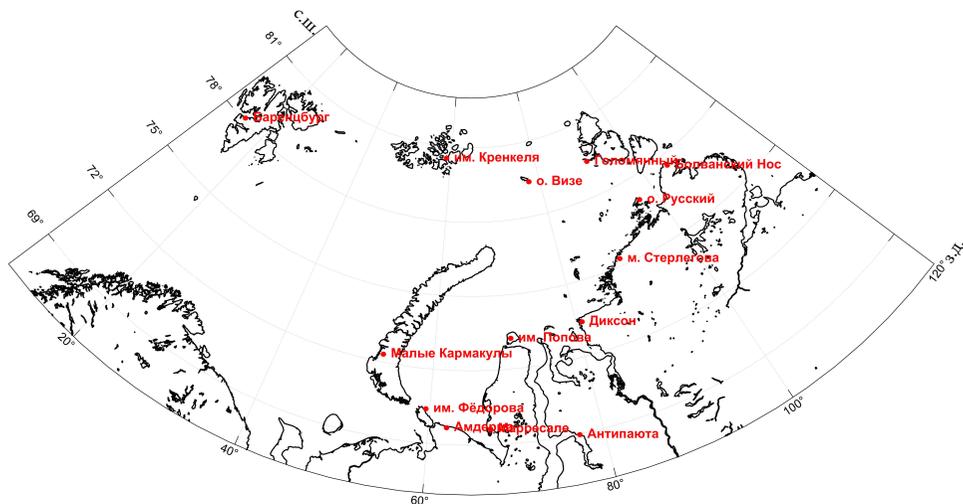


Рис. 3. Метеостанции, данные которых использованы для верификации экспериментов *COSMO-CLM*

Fig. 3. Weather stations whose data were used to verify the *COSMO-CLM* experiments

Описание численных экспериментов. Для акватории Карского моря было проведено несколько численных экспериментов с моделью *COSMO-CLM*, были получены поля ветра на высоте 10 м с разным пространственным разрешением с использованием «спектральной подкачки» и без нее для сентября – октября 2012 г. и августа – сентября 2014 г. Для сентября – октября 2012 г. для всех вариантов форсинга проведен расчет параметров ветрового волнения при помощи модели *WAVEWATCH III*.

Конфигурация модели была адаптирована с учетом специфики гидрометеорологических условий Арктического региона, в частности увеличено количество вертикальных уровней модели для лучшего разрешения процессов в приземном слое (50 уровней всего, в том числе в пограничном слое – до 10 уровней, высота нижнего уровня – 20 м), который в Арктике тоньше, чем в умеренных широтах. Это важно для корректного воспроизведения полей приземного ветра, которые являются основным предметом исследования в данной работе.

Эксперименты проводились по стандартной схеме вложенных сеток, т. е. на базовой расчетной области в качестве начальных и граничных условий использовались данные глобального реанализа *ERA-Interim* с горизонтальным шагом сетки $0,7^\circ$ (~ 75 км) [25], а на вложенной расчетной области – выходные данные моделирования на базовой области с уменьшением горизонтального разрешения и района моделирования. Применялись две схемы вложенных сеток (см. рис. 1, *a*). В основной схеме базовая расчетная область с разрешением $0,12^\circ$ (~ 12 км) охватывает Северную Атлантику, Баренцево и Карское моря и приполярные районы. Такой охват стремится учесть преобладание процессов западного переноса в атмосферной циркуляции в регионе, а также распространение и влияние волнения и зыби в Атлантике на процессы в Карском море. Вложенная область моделирования с разрешением $0,025^\circ$ (~ 2,8 км) полностью охватывает акваторию Карского моря, имея также некоторое распространение на запад. В дополнительной схеме (рис. 1, *b*) в качестве базовой области, как и в [26], используется обширная территория большей части Арктики с шагом сетки $0,108^\circ$ (~ 10 км). Вложенная сетка с шагом $0,03^\circ$ (~ 3 км) охватывает Карское море примерно так же, как и в основной схеме.

Следует отметить, что благодаря используемой в модели *COSMO-CLM* сетке со смещенным полюсом удастся избежать проблемы сходимости меридианов и, соответственно, резкого уменьшения шага сетки в километрах у полюса. Таким образом, приведенные шаги сетки в километрах достаточно равномерные по модельным областям, хотя и непостоянные, на краях областей незначительно превышают указанные значения. Далее в тексте эксперименты на расчетных областях по основной схеме с шагами сетки ~ 12 км и ~ 2,8 км носят названия *CCLM12* и *CCLM2.8*, а по дополнительной схеме с шагами сетки ~ 10 км и ~ 3 км – *CCLM10* и *CCLM3* соответственно.

Стандартная конфигурация модели для двух схем с вложенными сетками была дополнена вариантами с технологией «спектральной подкачки» (далее обозначены добавлением к названию «_sl»). В «спектральной подкачке» из

реанализа усваивались поля температуры и зональной и меридиональной скоростей ветра в слое 850 гПа и выше с горизонтальным масштабом ~ 500 км и более. В тестовом режиме были проведены также эксперименты с уменьшенным модельным шагом по времени dt и вложенным доменом большего размера, однако в данной работе эти результаты не рассматривались.

Эксперименты по описанным схемам проводились для двух периодов: август – октябрь 2012 г. и июль – сентябрь 2014 г. Периоды были выбраны исходя из соображений наименьшей площади морского льда в Карском море, чтобы ледовый покров оказывал по возможности минимальное влияние на характеристики волнения, а также с учетом доступности большего количества данных наблюдений за эти годы. Во всех случаях модель стартовала на месяц раньше указанного периода (в режиме так называемого *spin-up*) с целью достаточной адаптации модельных полей во времени. Все расчеты проводились на суперкомпьютере «Ломоносов-2» вычислительного комплекса МГУ имени М. В. Ломоносова [27].

Результаты исследований и их обсуждение

Оценка результатов численного моделирования поля скорости ветра.

В результате моделирования были получены поля скорости ветра на высоте 10 м для сентября – октября 2012 и августа – сентября 2014 г. Для этих периодов было проведено сравнение модуля скорости ветра, полученного по данным моделирования и по данным спутников *SARAL* и *CryoSat* на акватории Карского моря.

В табл. 1–3 приведены статистические данные оценки качества результатов моделирования модуля скорости ветра, полученные по спутниковым данным.

Исходя из сравнения оценок для разных экспериментов, можно заключить, что все эксперименты без «спектральной подкачки» показывают более низкие корреляции и большие ошибки по сравнению с экспериментами с включением «спектральной подкачки». Эта тенденция сохраняется для разных периодов и при сравнении с данными с разных спутников, что является дополнительным подтверждением полученного вывода. Необходимо также отметить увеличение коэффициента корреляции и уменьшение СКО при увеличении пространственного разрешения для экспериментов со «спектральной подкачкой».

На рис. 4 представлены диаграммы рассеяния для некоторых экспериментов. Видно, что для эксперимента без использования «спектральной подкачки» диаграмма рассеяния имеет большой разброс значений, корреляция меньше (0,63 против 0,82), а *RMSE* больше (2,87 против 1,96 м/с). Из базовых доменов лучшие результаты показал эксперимент *CCLM12_sn* с незначительными отличиями от *CCLM10_sn*. В целом коэффициенты корреляции достигают в лучших конфигурациях $\sim 0,83$ – $0,85$, а СКО составляют $\sim 1,8$ м/с. В то же время среди экспериментов на вложенных доменах лучше по статистике оказался *CCLM3_sn*.

Таблица 1
Table 1

Оценка качества результатов моделирования скорости ветра по данным *CryoSat*
для сентября – октября 2012 г.
Assessment of quality of the wind speed simulation results based on the *CryoSat*
data for September – October, 2012

Эксперимент/ Experiment	Сентябрь / September			Октябрь / October			Сентябрь – Октябрь / September – October			
	<i>N</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>N</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>N</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>R</i>
<i>CCLM2.8</i>	7176	-0,322	2,760	7794	-0,442	2,637	14970	-0,385	2,697	0,657
<i>CCLM2.8_sn</i>	7176	-0,450	2,043	7794	-0,292	2,017	14970	-0,368	2,030	0,796
<i>CCLM3</i>	7050	-0,909	3,083	7679	-0,312	2,655	14729	-0,598	2,868	0,629
<i>CCLM3_sn</i>	7050	-0,308	2,020	7679	-0,493	1,893	14729	-0,404	1,955	0,817
<i>CCLM10</i>	4249	-0,799	3,193	4549	-0,392	2,700	8798	-0,589	2,949	0,624
<i>CCLM10_sn</i>	4249	-0,187	1,885	4549	-0,571	1,830	8798	-0,386	1,857	0,835
<i>CCLM12</i>	4081	-0,353	2,677	4304	-0,565	2,592	8385	-0,462	2,634	0,676
<i>CCLM12_sn</i>	4081	-0,280	1,773	4304	-0,557	1,806	8385	-0,423	1,790	0,844

Примечание: *N* – количество данных в выборке; *BIAS* – систематическая ошибка; *RMSE* – среднеквадратическое отклонение; *R* – коэффициент корреляции; *STD* – стандартное отклонение.

Note: *N* is data amount in a sample; *BIAS* is a systematic error; *RMSE* is a standard deviation; *R* is a correlation coefficient; *STD* is a standard deviation.

Таблица 2
Table 2

Оценка качества результатов моделирования скорости ветра по данным *CryoSat*
для августа – сентября 2014 г.
Assessment of quality of the wind speed simulation results based on the *CryoSat*
data for August – September, 2014

Эксперимент / Experiment	Август / August			Сентябрь / September			Август – Сентябрь / August – September				
	N	BIAS	RMSE	N	BIAS	RMSE	N	BIAS	RMSE	R	
<i>CCLM2.8</i>	4473	0,249	2,713	0,610	1,004	2,918	0,584	11137	0,701	2,837	0,622
<i>CCLM2.8_sn</i>	4473	0,202	2,169	0,731	0,588	2,045	0,798	11137	0,433	2,096	0,784
<i>CCLM3</i>	4409	0,105	3,086	0,441	0,484	2,728	0,569	10966	0,332	2,877	0,546
<i>CCLM3_sn</i>	4409	0,408	2,102	0,764	0,768	1,909	0,823	10966	0,623	1,989	0,811
<i>CCLM10</i>	2690	0,001	3,859	0,142	0,672	3,101	0,473	6636	0,400	3,429	0,385
<i>CCLM10_sn</i>	2690	0,451	1,914	0,815	0,793	1,821	0,849	6636	0,654	1,859	0,845
<i>CCLM12</i>	2528	0,225	2,627	0,639	1,118	2,941	0,599	6219	0,755	2,818	0,644
<i>CCLM12_sn</i>	2528	0,537	1,964	0,796	0,663	1,676	0,877	6219	0,612	1,799	0,852

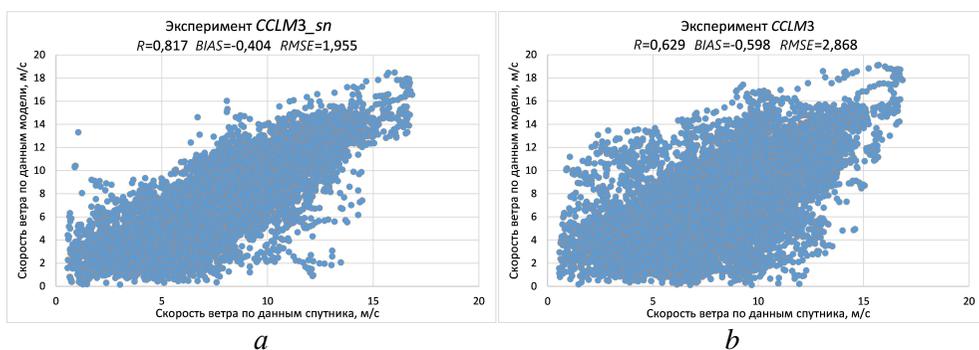
Примечание: обозначения как в табл. 1.
Note: the designations are as in Table 1.

Таблица 3
Table 3

Оценка качества результатов моделирования скорости ветра по данным SARAL
для августа – сентября 2014 г.
Assessment of quality of the wind speed simulation results based on the SARAL
data for August – September, 2014

Эксперимент / Experiment	Август / August			Сентябрь / September			Август – Сентябрь / August – September					
	N	BIAS	RMSE	N	BIAS	RMSE	N	BIAS	RMSE	R		
CCLM2.8	5540	-0,578	2,753	0,674	8433	-0,382	2,948	0,576	13973	-0,382	2,948	0,576
CCLM2.8_sn	5540	-0,755	2,454	0,734	8433	-0,598	2,055	0,775	13973	-0,598	2,055	0,775
CCLM3	5470	-0,731	3,399	0,466	8309	-0,693	2,822	0,550	13779	-0,693	2,822	0,550
CCLM3_sn	5470	-0,520	2,240	0,780	8309	-0,442	1,882	0,793	13779	-0,442	1,882	0,793
CCLM10	3734	-0,972	4,497	0,079	5601	-0,619	3,204	0,439	9335	-0,619	3,204	0,439
CCLM10_sn	3734	-0,655	2,030	0,831	5601	-0,474	1,740	0,826	9335	-0,474	1,740	0,826
CCLM12	3450	-0,535	2,732	0,679	5154	-0,384	3,003	0,565	8604	-0,384	3,003	0,565
CCLM12_sn	3450	-0,540	1,987	0,827	5154	-0,492	1,743	0,832	8604	-0,492	1,743	0,832

Примечание: обозначения как в табл. 1.
Note: the designations are as in Table 1.



Р и с. 4. Диаграммы рассеяния для скорости ветра по данным модели и спутника *CryoSat* для 2012 г.: *a* – эксперимент *CCLM3_sn*; *b* – эксперимент *CCLM3*

F i g. 4. Scatterplots for wind speed based on the model and the *CryoSat* satellite data for 2012: *a* – the *CCLM3_sn* experiment; *b* – the *CCLM3* experiment

Рассмотрим результаты оценки качества воспроизведения модуля скорости ветра для разных экспериментов на основе данных метеостанций. Сводные статистические характеристики верификации экспериментов по стационарным данным приведены в табл. 4, 5 с добавлением (в целях сопоставления качества) аналогичных оценок для данных трех современных реанализов, в том числе последнего поколения с высоким разрешением: *ERA-Interim* [25], *ERA5* [28] и *NCEP/CFSv2* [29].

Т а б л и ц а 4
T a b l e 4

**Оценка качества воспроизведения скорости ветра по данным метеостанций для сентября – октября 2012 г.
Assessment of quality of the wind speed reproduction based on the weather stations data for September – October, 2012**

Источник данных / Data source	<i>R</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>STD</i>
<i>Эксперименты / Experiments</i>				
<i>CCLM12_sn</i>	0,77	0,13	2,19	1,96
<i>CCLM10_sn</i>	0,69	0,38	2,45	2,31
<i>CCLM12</i>	0,61	0,08	2,84	2,69
<i>CCLM10</i>	0,56	0,16	2,97	2,83
<i>CCLM3</i>	0,60	-0,04	2,75	2,71
<i>CCLM2.8</i>	0,58	-0,51	2,85	2,72
<i>CCLM3_sn</i>	0,74	-0,40	2,25	2,14
<i>CCLM2.8_sn</i>	0,75	-0,01	2,24	2,17
<i>Реанализы / Reanalysis</i>				
<i>ERA-Interim</i>	0,73	0,39	2,25	2,05
<i>ERA5</i>	0,79	0,25	2,05	1,80
<i>NCEP-CFSv2</i>	0,79	0,43	2,21	1,98

Таблица 5
Table 5

**Оценка качества воспроизведения скорости ветра
по данным метеостанций для августа – сентября 2014 г.
Assessment of quality of the wind speed reproduction based
on the weather stations data for August – September, 2014**

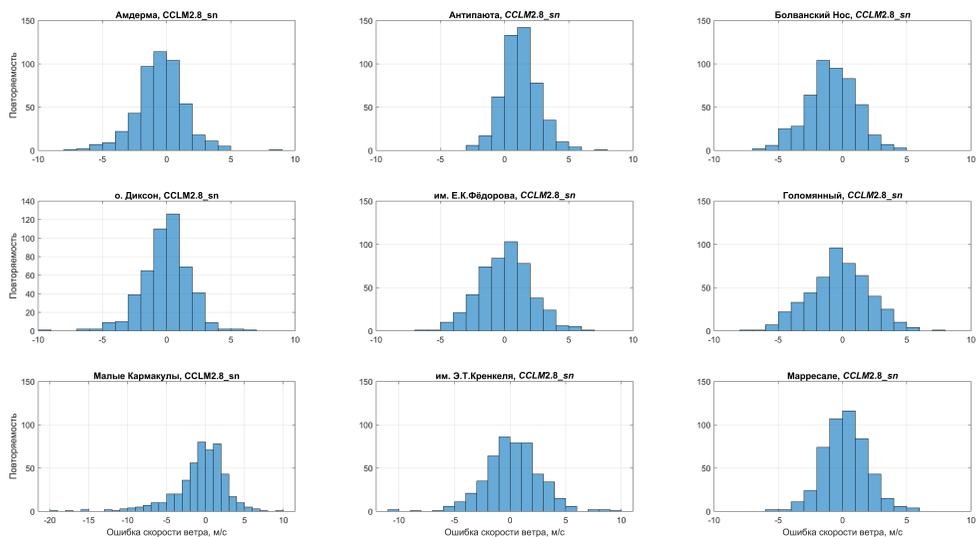
Источник данных / Data source	<i>R</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>STD</i>
<i>Эксперименты / Experiments</i>				
<i>CCLM12_sn</i>	0,77	0,39	2,06	1,91
<i>CCLM10_sn</i>	0,77	0,42	2,13	2,00
<i>CCLM12</i>	0,60	0,46	2,79	2,68
<i>CCLM10</i>	0,45	0,35	3,26	3,15
<i>CCLM3</i>	0,42	-0,19	3,20	3,12
<i>CCLM2.8</i>	0,60	0,46	2,82	2,73
<i>CCLM3_sn</i>	0,74	-0,09	2,15	2,07
<i>CCLM2.8_sn</i>	0,72	0,31	2,25	2,16
<i>Реанализы / Reanalysis</i>				
<i>ERA-Interim</i>	0,79	0,39	1,82	1,72
<i>ERA5</i>	0,78	0,38	1,75	1,51
<i>NCEP-CFSv2</i>	0,69	0,52	2,10	1,96

Проанализировав сводные результаты верификации, можно сделать вывод о том, что использование технологии «спектральной подкачки» однозначно улучшает воспроизведение приземных скоростей ветра по сравнению с базовой конфигурацией модели. При этом среди базовых доменов наиболее хорошие результаты показал эксперимент *CCLM12_sn*, оказавшись заметно лучше *CCLM10_sn*. В целом коэффициенты корреляции достигают 0,77, а систематические ошибки не превышают 0,5 м/с, СКО составляют около 2 м/с. В то же время среди экспериментов на вложенных доменах лучше по статистике оказался *CCLM3_sn* с базового домена с шагом сетки 10 км. Это можно объяснить тем, что технология «спектральной подкачки» более качественно сработала на домене меньших размеров, но при этом более детальная мезомасштабная динамика была воспроизведена лучше на вложенном домене в схеме *CCLM10_sn* – *CCLM3_sn*. Разница между экспериментами *CCLM3_sn* и *CCLM2.8_sn* не столь велика, и эксперименты по схеме вложенных сеток от 10 к 3 км чаще отличаются занижением скоростей ветра. Стоит также отметить, что период 2014 г. характеризовался в целом большими ошибками, чем период 2012 г., описанные закономерности устойчиво проявляются в группах экспериментов для обоих периодов.

Что касается анализа ошибок на отдельных станциях, то в эксперименте на базовом домене значения коэффициентов корреляции для станций составили 0,5–0,7, в среднем 0,6, худшие показатели у станций им. Э. Т. Кренкеля и на о. Русском (~ 0,45). При этом значения средних ошибок для большинства станций вполне удовлетворительны (менее 1 м/с, в среднем -0,08, за исключением станций Болванский Нос, Антипаюта и Малые Кармакулы), что отражает факт реалистичного воспроизведения динамики и изменчивости процес-

сов синоптического масштаба в течение двух месяцев. В частности, на ст. Малые Кармакулы большие ошибки (до 15–20 м/с) связаны с часто наблюдающимися там экстремальными скоростями ветра, обусловленными Ново-земельской борой, в формирование и изменчивость которой вносят значительный вклад мезомасштабные процессы и изрезанность береговой линии [12, 30]. Кроме того, учитывая, что сравнение данных метеостанций проводилось с данными модели в ближайшем узле сетки, дополнительными источниками неточностей и факторами ошибок являются расстояние между этими точками, достигающее в отдельных случаях нескольких километров, а также несоответствие подстилающей поверхности в маске модели (суша/море) реальным условиям изрезанной береговой линии и пересеченного рельефа.

На вложенных доменах статистические характеристики ошибок в целом те же, за исключением того, что СКО на некоторых станциях уменьшается, в особенности на тех из них, где СКО было максимальным (средняя СКО – 2,25 м/с по сравнению с максимальным значением 2,84 м/с), см. также подробнее [15]. Учитывая, что согласно официальной методике оценок точности прогноза ветра ошибка не должна превышать $\pm 4,5$ м/с⁷, можно признать результаты расчетов вполне качественными, в том числе для использования в последующих расчетах ветрового волнения. В качестве примера на рис. 5 приведены гистограммы распределения ошибок на некоторых станциях для эксперимента *CCLM2.8_sn* 2012 г.



Р и с. 5. Примеры гистограмм распределения ошибок на некоторых станциях для эксперимента *CCLM2.8_sn* 2012 г.

F i g. 5. Examples of the error distribution histograms at some stations for the *CCLM2.8_sn* experiment, 2012

⁷ Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения : РД 52.27.724-2009. Обнинск : ИГ-СОЦИН, 2009. 62 с.

Результаты верификации позволяют решить вопрос о том, насколько сравнимы ошибки в проведенных модельных экспериментах с ошибками существующих массивов гидрометеорологической информации более грубого разрешения, такими как реанализы *ERA-Interim* и *ERA5* от *ECMWF*, *NCEP-CFSv2* от *NCEP* (табл. 4 и 5). Видно, что только лучшие модельные конфигурации с использованием «спектральной подкачки» сопоставимы по качеству с представленными реанализами, но по некоторым показателям немного проигрывают им. Это можно объяснить несколькими причинами. Во-первых, в реанализах происходит полноценное усвоение данных всех наблюдений, в том числе приводного спутникового ветра [9, 28], а в экспериментах *COSMO-CLM* реанализ используется только в качестве начальных и граничных условий с учетом «спектральной подкачки», никакого дополнительного усвоения данных не происходит. Во-вторых, детализация глобальных полей мезомасштабными моделями может проявляться в воспроизведении явлений, в том числе связанных, например, с усилениями ветра, несколько смещенными относительно их реального положения. В таких ситуациях сравнение «точка с точкой» будет демонстрировать значительные ошибки, несмотря на то что фактически явление и его свойства были воспроизведены и более успешно, чем на грубой сетке глобальных реанализов [14, 15]. Сравнивая результаты верификации скорости ветра по спутниковым и станционным данным, можно констатировать, что ошибки сопоставимы, при этом важно, что эти оценки получены по независимым источникам данных.

Таким образом, в своих лучших вариантах конфигурации мезомасштабной модели *COSMO-CLM*, несмотря на отсутствие усвоения данных наблюдений, оказываются сопоставимыми по качеству с глобальными реанализами. При этом данные мезомасштабного моделирования получены на более детальной сетке, что важнее для целого ряда прикладных задач с точки зрения воспроизведения процессов соответствующего масштаба, в том числе в прибрежной зоне. При этом следует подчеркнуть, что существенной проблемой является сложность оценки качества результатов мезомасштабного моделирования. В частности, в прибрежной зоне отсутствует возможность сравнения со спутниковыми данными.

При этом для корректного моделирования волнения более важно, чтобы правильно воспроизводилась интегральная энергия ветра над акваторией (масштаб около 50–100 км), что связано с механизмом генерации и распространения волн. Учитывая приведенные обстоятельства, можно считать результаты модельных экспериментов достаточно успешными.

Суммируя результаты, среди представленного набора конфигураций можно считать оптимальными с точки зрения воспроизведения именно приземной скорости ветра конфигурации с использованием «спектральной подкачки» на базовом домене 12 км (*CCLM12_sn*), а также на вложенном домене 3 км, т. е. *CCLM3_sn*. Возможно, более оптимальным в перспективе будет использование схемы даунскейлинга *CCLM10_sn* – *CCLM3sn*.

Однако для более полного анализа качества мезомасштабных экспериментов представляется важным анализ результатов верификации полей ветрового волнения, который приведен в следующем разделе.

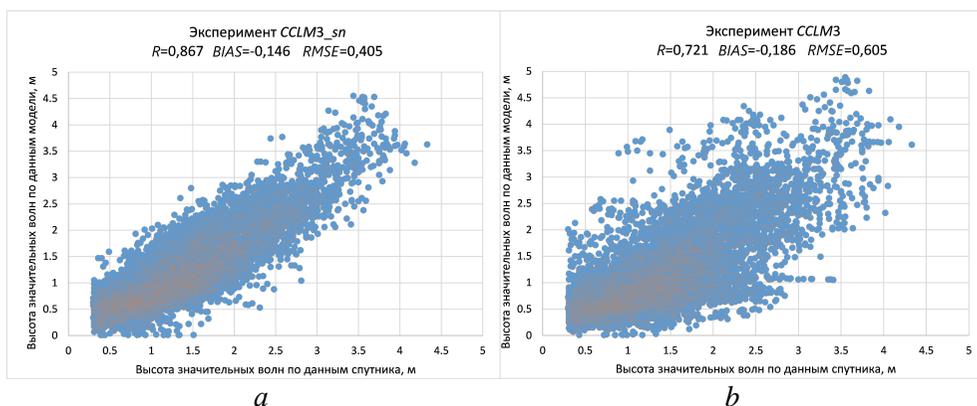
Оценка результатов численного моделирования ветрового волнения. Далее было выполнено сравнение высоты значительных волн по результатам модели *WAVEWATCH III* с использованием полей ветра из экспериментов *CCLM* с разным пространственным разрешением с данными, полученными со спутника *CryoSat*. Результаты сравнения для сентября – октября 2012 г. на акватории Карского моря представлены в табл. 6. Массив данных для сравнения включает ~ 7500 значений.

Т а б л и ц а 6
T a b l e 6

Оценка качества воспроизведения высоты значительных волн по данным моделирования и спутника *CryoSat* для сентября – октября 2012 г.
Assesment of quality of reproducing the heights of significant waves based on the data of simulation and the *CryoSat* satellite for September – October, 2012

Эксперимент / Experiment	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>	<i>R</i>
<i>CCLM2.8</i>	-0,134	0,541	0,754
<i>CCLM2.8_sn</i>	-0,154	0,418	0,862
<i>CCLM3</i>	-0,186	0,605	0,721
<i>CCLM3_sn</i>	-0,146	0,405	0,867
<i>CCLM10</i>	-0,158	0,618	0,711
<i>CCLM10_sn</i>	-0,140	0,405	0,867
<i>CCLM12</i>	-0,185	0,555	0,746
<i>CCLM12_sn</i>	-0,204	0,414	0,875

Исходя из полученных результатов получается, что высота волн более успешно воспроизводится при использовании полей ветра из экспериментов со «спектральной подкачкой». Наименьшие ошибки получились для варианта *CCLM3_sn* и *CCLM10_sn*. Использование форсинга со «спектральной подкачкой», безусловно, дает более высокое качество моделирования ветровых волн, что показано на диаграммах рассеяния (рис. 6).



Р и с. 6. Диаграммы рассеяния для высоты значительных волн по данным модели и спутника *CryoSat* для сентября – октября 2012 г.: *a* – эксперимент *CCLM3_sn*; *b* – эксперимент *CCLM3*
F i g. 6. Scatterplots for the heights of significant waves based on the model and the *CryoSat* satellite data for September – October, 2012: *a* – the *CCLM3_sn* experiment; *b* – the *CCLM3* experiment

В общем, качество воспроизведения высоты волн эксперимента *CCLM3_sn* вполне удовлетворительное, разброс точек небольшой и примерно соответствует современным оценкам, которые получают для волновых моделей [1, 3, 8, 10, 11].

Следует отметить, что статистические показатели для высоты волн получились лучше, чем аналогичные результаты для скорости ветра. Это связано с тем, что поле ветра намного более изменчиво, а в мезомасштабных моделях присутствуют пульсации различного пространственно-временного масштаба. Для поля ветровых волн, наоборот, наблюдается кумулятивный эффект перекачки энергии от ветра к волне для акватории, что приводит к меньшему разбросу величин и более высоким коэффициентам корреляции. Можно также предположить, что интегральный поток энергии от ветра к волне при использовании полей ветра из мезомасштабной метеорологической модели задается корректно, так как систематические ошибки для высоты волн невелики. Ранее было показано, что при сопоставлении высоты значительных волн по данным прямых и спутниковых измерений и по результатам моделирования с использованием ветра *NCEP/CFSR* получены коэффициенты корреляции $\sim 0,89$ – $0,94$, СКО $\sim 0,31$ до $0,39$ м [9, 24].

Таким образом, полученные результаты воспроизведения ветрового волнения с использованием полей ветра из экспериментов *CCLM* для открытого моря показали результат несколько хуже, чем при использовании полей ветра *NCEP/CFSR*. Это может быть связано с различной длиной выборки. Тем не менее для открытого моря более целесообразно использовать глобальные реанализы ветра, а для прибрежной зоны для учета орографических эффектов – данные мезомасштабных моделей.

Выводы

1. Для акватории Карского моря проведено восемь численных экспериментов с конфигурациями мезомасштабной модели *COSMO-CLM* на доменах с различным пространственным разрешением от 2,8 до 12 км.

2. Получены оценки качества воспроизведения скорости ветра на основе спутниковых данных и данных метеостанций. При сравнении со спутниковыми данными наилучший результат получен для конфигурации *CCLM12_sn*: $RMSE = 1,7 \dots 1,8$ м/с, $R = 0,83 \dots 0,85$. Немного уступают по качеству конфигурации *CCLM10_sn* и *CCLM3_sn*. При сравнении с данными метеостанций наилучший результат получен для конфигурации *CCLM3_sn*: $RMSE = 2,1 \dots 2,2$ м/с, $R \sim 0,75$. Немного уступают по качеству конфигурации *CCLM2.8_sn* и *CCLM10_sn*.

3. Выполнены расчеты параметров ветрового волнения на основе волновой модели *WAVEWATCH III*. Получены оценки качества воспроизведения высоты волн при использовании полей ветра из различных конфигураций модели *COSMO-CLM*. Наилучшие показатели получены при использовании форсинга конфигураций *CCLM3_sn* и *CCLM10_sn*, для которых $RMSE = \sim 0,4$ м, $R = \sim 0,87$.

4. Таким образом, показано, что использование технологии «спектральной подкачки» улучшает качество воспроизведения модуля скорости ветра и волнения системой *COSMO-CLM – WW3* для региона Карского моря во всех случаях.

5. При этом результаты моделирования *COSMO-CLM* с использованием «спектральной подкачки» несколько уступают по качеству современным реанализам *ERA5* и *CFSv2*. Поскольку различия невелики, а мезомасштабное моделирование позволяет воспроизводить более детальную структуру поля ветра, в особенности в прибрежных районах, результаты моделирования позволяют использовать поля ветра с разрешением 3 км для различных научных и прикладных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верификация модельных расчетов волнения на акватории Обской губы по данным инструментальных измерений в 2015-2017 годах / П. В. Коробов [и др.] // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 2 (376). С. 79–89. EDN ZHUYPМ. doi:10.37162/2618-9631-2020-2-79-89
2. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики / Н. А. Дианский [и др.] // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1 (13). С. 57–73. EDN RXNOMF.
3. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях / Под ред. Е. С. Нестерова. М., 2013. 295 с.
4. Состояние и перспективы развития системы мониторинга гидрологических условий акватории Северного Ледовитого океана / И. М. Ашик [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68, № 1. С. 8–25. EDN RGTQLD. doi:10.30758/0555-2648-2022-68-1-8-25
5. The NCEP climate forecast system reanalysis / S. Saha [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. Vol. 91, iss. 8. P. 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
6. *Hulst S., van Vledder G. Ph.* CFSR Surface wind calibration for wave modelling purposes // 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 4th Coastal Hazards Symposium: proceedings. 2013. URL: <http://www.waveworkshop.org/13thWaves/index.htm> (date of access: 19.11.2022).
7. Evaluation of SARAL/AltiKa Measured Significant Wave Height and Wind Speed in the Indian Ocean Region / C. Jayaram [et al.] // Journal of the Indian Society of Remote Sensing. 2016. Vol. 44, iss. 2. P. 225–231. <https://doi.org/10.1007/s12524-015-0488-7>
8. Assessment of CryoSat-2 SAR mode wind and wave data / S. Abdalla [et al.] // Advances in Space Research. 2018. Vol. 62, iss. 6. P. 1421–1433. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.01.044>
9. Thirty-Nine-Year Wave Hindcast, Storm Activity, and Probability Analysis of Storm Waves in the Kara Sea, Russia / S. Myslenkov [et al.] // Water. 2021. Vol. 13, iss. 5. 648. <https://doi.org/10.3390/w13050648>
10. *Stopa J., Arduin F., Girard-Arduin F.* Wave climate in the Arctic 1992-2014: seasonality and trends // The Cryosphere. 2016. Vol. 10, iss. 4. P. 1605–1629. doi:10.5194/tc-10-1605-2016
11. *Duan C., Dong S., Wang Z.* Wave climate analysis in the ice-free waters of Kara Sea // Regional Studies in Marine Science. 2019. Vol. 30. 100719. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100719>
12. *Shestakova A. A., Myslenkov S. A., Kuznetsova A. M.* Influence of Novaya Zemlya Bora on Sea Waves: Satellite Measurements and Numerical Modeling // Atmosphere. 2020. Vol. 11, iss. 7. 726. <https://doi.org/10.3390/atmos11070726>

13. Дианский Н. А., Панасенкова И. И., Фомин В. В. Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 6. С. 530–548. doi:10.22449/0233-7584-2019-6-530-548
14. Platonov V., Kislov A. High-resolution COSMO-CLM modeling and an assessment of mesoscale features caused by coastal parameters at near-shore Arctic zones (Kara Sea) // Atmosphere. 2020. Vol. 11, iss. 10. 1062. <https://doi.org/10.3390/atmos11101062>
15. Высокора разрешающее моделирование гидрометеорологических полей в прибрежных районах Карского моря в условиях сложной конфигурации береговой линии / В. С. Платонов [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2022. Вып. 1. С. 87–106.
16. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part II: Physical parameterizations. / G. Doms [et al.]. Offenbach, Germany : DWD, 2013. 156 p. doi:10.5676/DWD_pub/nwv/cosmo-doc_5.00_II
17. Rockel B., Geyer B. The performance of the regional climate model CLM in different climate regions, based on the example of precipitation // Meteorologische Zeitschrift. 2008. Vol. 17, no. 4. P. 487–498. doi:10.1127/0941-2948/2008/0297
18. Система COSMO-RU негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития / Г. С. Ривин [и др.] // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 58–70. EDN TUDRCX.
19. Doms G., Baldauf M. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part I: Dynamics and Numerics. Offenbach, Germany : DWD, 2013. doi:10.5676/DWD_pub/nwv/cosmo-doc_5.00_I
20. Arakawa A., Lamb V. R. Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model // General Circulation Models of the Atmosphere / Ed. by J. Chang. New York : Academic Press, Inc., 1977. P. 173–265. (Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications ; vol. 17). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>
21. Feser F., Barcikowska M. The influence of spectral nudging on typhoon formation in regional climate models // Environmental Research Letters. 2012. Vol. 7, no. 1. 014024. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014024>
22. Optimal spectral nudging for global dynamic downscaling / M. Schubert-Frisius [et al.] // Monthly Weather Review. 2017. Vol. 145, iss. 3. P. 909–927. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0036.1>
23. Моделирование штормового волнения в Баренцевом море / С. А. Мысленков [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 6. С. 65–75.
24. Рост штормовой активности в Карском море с 1979 по 2019 г. по данным моделирования / С. А. Мысленков [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498, № 2. С. 175–182. doi:10.31857/S2686739721060128
25. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137, iss. 656. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
26. Platonov V., Varentsov M. Introducing a new detailed long-term COSMO-CLM hindcast for the Russian Arctic and the first results of its evaluation // Atmosphere. 2021. Vol. 12, iss. 3. 350. <https://doi.org/10.3390/atmos12030350>
27. Supercomputer Lomonosov-2: Large Scale, Deep Monitoring and Fine Analytics for the User Community / V. Voevodin [et al.] // Supercomputing Frontiers and Innovations. 2019. Vol. 6, no. 2. P. 4–11. <https://doi.org/10.14529/jsfi190201>
28. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146, iss. 730. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
29. The NCEP Climate Forecast System version 2 / S. Saha [et al.] // Journal of Climate. 2014. Vol. 27, iss. 6. P. 2185–2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>

30. *Shestakova A. A., Toropov P. A., Matveeva T. A.* Climatology of extreme downslope windstorms in the Russian Arctic // *Weather and Climate Extremes*. 2020. Vol. 28. 100256. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2020.100256>

Об авторах:

Мысленков Станислав Александрович, старший научный сотрудник кафедры океанологии Географического факультета, МГУ имени М. В. Ломоносова (19991, г. Москва, ул. Ленинские горы, д.1); кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7700-4398**, stasocean@gmail.com

Платонов Владимир Сергеевич, старший научный сотрудник кафедры метеорологии и климатологии Географического факультета, МГУ имени М. В. Ломоносова (19991, г. Москва, ул. Ленинские горы, д.1), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7256-1451**, vplatonov86@gmail.com

Оценка параметров внутренних волн в Арктике по данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой

А. Е. Погребной

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ pogrebok57@mail.ru

Поступила в редакцию 22.07.2022; одобрена после рецензирования 09.09.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Разработана методика расчета параметров уединенных внутренних волн (солитонов, генерируемых полусуточным приливом) на основе их проявлений на поверхности океана при наличии льда.

Методы и результаты. Анализировались последовательные зондирования радиолокационных спутников *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B* к западу от глубоководной части пролива Фрама в августе 2018 г. Идентификация поверхностных проявлений внутренних волн на радиолокационных спутниковых снимках сводится к нахождению тонких светлых полос, вытянутых вдоль волновых гребней. Яркие пиксели, расстояние между которыми меньше визуальной ширины гребней, объединяются в кластеры. Считается, что внутренним волнам, в отличие от льда, соответствуют кластеры с размерами больше порогового значения, для которых анизотропия (отношение полуосей аппроксимирующего эллипса) также велика. Для каждого такого кластера рассчитываются интерполированные пространственные координаты вдоль соответствующего волнового экстремума. На основе предложенной методики оценены горизонтальный размер («длина волны») ~ 1,5 км) и фазовая скорость (~ 1 м/с) уединенных внутренних волн (солитонов), период следования которых составил ~ 24 мин. Скорость распространения лидирующей волны оказалась на 10 % выше, чем у следующей за ней. За время между зондированиями (~ 48 мин) это приводит к увеличению (красному смещению) «длины волны» между ними от 1,3 до 1,6 км. Рассчитаны также значения радиусов кривизны каждого волнового фронта. Информация о пространственном положении центров кривизны фронтов позволяет судить о предположительном месте генерации анализируемых внутренних волн – подводная банка (80° 45' с. ш., 8° 30' з. д.), глубина над которой менее 20 м.

Выводы. Предложенную методику идентификации внутренних волн можно использовать для оценки их кинематических и динамических характеристик.

Ключевые слова: внутренние волны, фазовая скорость внутренних волн, солитоны, спутниковая радиолокация морской поверхности, пролив Фрама, Арктика

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00278.

Для цитирования: Погребной А. Е. Оценка параметров внутренних волн в Арктике по данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 106–119. EDN KYBVKK. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-106-119

Estimation of Internal Wave Parameters in the Arctic Based on Synthetic Aperture Satellite Radar Data

A. E. Pogrebnoi

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ *pogrebok57@mail.ru*

Abstract

Purpose. The work is aimed at developing a technique for calculating the solitary internal wave parameters (solitons generated by a semi-diurnal tide) based on their manifestations on the ocean surface in the presence of ice.

Methods and Results. Sequential soundings of the Sentinel-1A and Sentinel-1B radar satellites west of the deep-sea part of the Fram Strait in August, 2018 were analyzed. Identification of the internal waves' surface manifestations on the radar satellite images is reduced to finding thin bright bands elongated along the wave crests. Bright pixels, the distance between which is less than the visual width of the ridges, are united into the clusters. The clusters whose sizes exceed the threshold value and for which the anisotropy (the ratio of the semi-axes of the approximating ellipse) is also high, are considered to correspond to the internal waves (in contrast to ice). For each such cluster, the interpolated spatial coordinates are calculated along the corresponding wave extremum. Based on the proposed method, the horizontal size ("wavelength" ~ 1.5 km) and the phase speed (~ 1 m/s) of solitary internal waves (solitons) are assessed. The repetition period of solitons was ~ 24 min. The leading wave propagation speed appeared to be 10 % higher than that of the next one. During the time between soundings (~ 48 min), this leads to a "wavelength" increase (red shift) between them – from 1.3 to 1.6 km. The curvature radii' values of each wave front are also calculated. The information on spatial position of the fronts' curvature centers permits to assume the place of generation of the analyzed internal waves, namely the underwater bank (80° 45' N, 8° 30' W), the depth above which is less than 20 m.

Conclusions. The proposed method for identifying internal waves can be used to assess their kinematic and dynamic characteristics.

Keywords: internal waves, phase speed of internal waves, solitons, satellite radar images of the ocean surface, Fram Strait, Arctic

Acknowledgements: The study was financially supported by the Russian Science Foundation grant No. 21-17-00278.

For citation: Pogrebnoi, A.E., 2023. Estimation of Internal Wave Parameters in the Arctic Based on Synthetic Aperture Satellite Radar Data. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 98-111. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-98-111

Введение

Формирование погоды и климата на нашей планете определяется Мировым океаном, солнечной радиацией и атмосферой. С одной стороны, Солнце и земная атмосфера прямо и косвенно оказывают определяющее влияние на все динамические процессы в океане. И наоборот, Мировой океан, в свою очередь, служит источником тепла, определяющим атмосферную циркуляцию. Отсутствие равновесия между притоком тепла в океан и его оттоком приводит к возникновению в атмосфере ветров.

Важным элементом динамической структуры океана являются внутренние волны (ВВ). В исследованиях Арктического бассейна им отводится особая роль. Например, генерация внутренних волн баротропным приливом над крутыми участками континентального склона приводит к интенсификации турбулентного перемешивания и стимулирует передачу тепла от атлантических вод

к поверхности [1], что существенно влияет на климатическую систему Северного Ледовитого океана. ВВ в Арктике оказывают влияние на морской лед и формирование полыней [2–4].

Географически моря Арктического бассейна находятся вблизи критической широты [5–7]. В этих условиях диссипация приливов полусуточной частоты приводит к формированию пакетов короткопериодных внутренних волн. Эти волны аккумулируют в себе энергию внутренних приливов, переносят ее при своем распространении и постепенно диссипируют, перемешивая воды.

Появление в открытом доступе данных спутникового мониторинга с высоким пространственным разрешением привело к интенсификации исследований ВВ в океане дистанционными методами. Эти методы основаны на изучении поверхностных проявлений ВВ на спутниковых снимках в виде чередующихся светлых и темных полос [8–10]. На радиолокационных изображениях морской поверхности светлые полосы – это сулои (зоны конвергенции с интенсификацией поверхностного волнения), а темные – слики (относительно выглаженные зоны дивергенции). Для данных пассивных регистраторов видимого диапазона, наоборот, области повышенной шероховатости (сулои) имеют меньшую яркость, чем слики.

Для анализа используются как данные спутников видимого диапазона [11–13], так и данные радаров с синтезированной апертурой (РСА) [14, 15]. Спутниковая информация позволяет оценить основные пространственные характеристики внутренних волн: длины волн внутри цугов, длину гребня лидирующей волны, расстояния между последовательными пакетами (см., например, работы [16, 17]). С течением времени вид и характеристики ВВ меняются. Но при наличии квазисинхронных зондирований, когда последовательные спутниковые снимки выполнены с небольшим временным промежутком, можно пытаться определить фазовые скорости ВВ [15, 18].

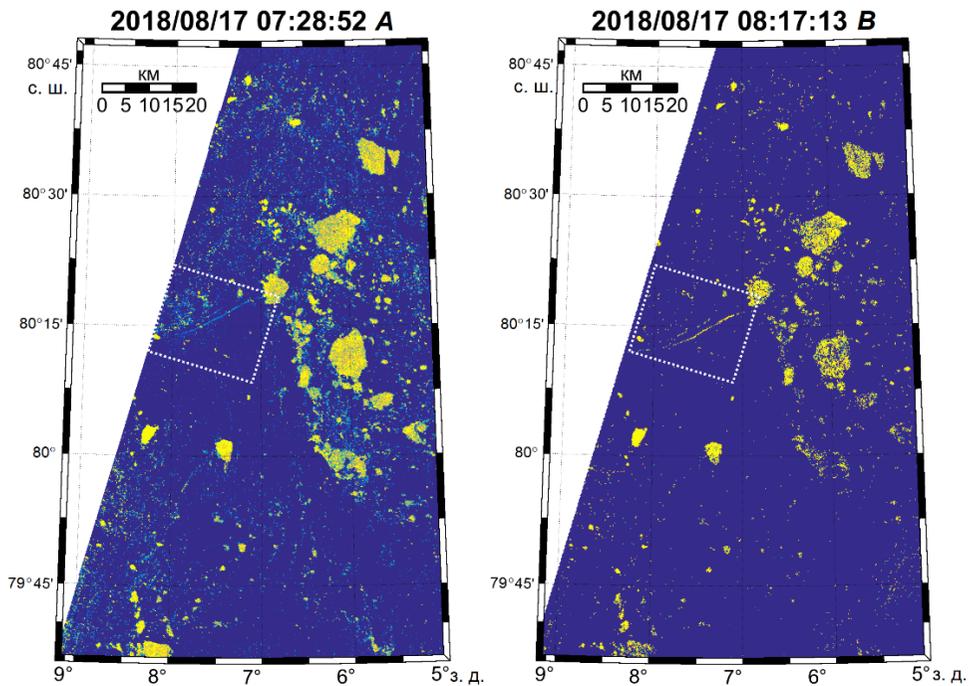
К сожалению, в настоящее время автоматической идентификации ВВ нет. Процесс определения параметров ВВ по спутниковым снимкам носит трудоемкий субъективный характер. Связано это с тем, что возможные проявления ВВ чересчур разнообразны. Это может быть и уединенный солитон, и пакет. Количество волновых экстремумов в пакете может быть любым. Азимутальная ориентация волн тоже может быть любой. Пока неизвестно, как автоматически отличать поверхностные проявления волн от кильватерных следов, филламентов и т. п. Идентификацию волн затрудняет возможное присутствие сторонних поверхностных объектов (например, льдин), а при использовании активных РСА – когерентные спеклы.

Цель данной работы – получение объективных обобщенных характеристик внутренних волн, генерируемых полусуточным приливом, при наличии в области их генерации льдин.

Используемые данные

Для расчетов характеристик поверхностных проявлений ВВ были выбраны данные современных радиолокационных спутников *C*-диапазона *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B*, запущенных Европейским космическим агентством

в 2014 и 2016 г. соответственно. Использовался режим *Extra Wide Swath* с шириной полосы охвата 400 км и пространственным разрешением 40×40 м. Период получения информации каждого из этих спутников в экваториальной зоне составляет 12 сут. Но за счет того, что орбиты полярные, а полоса охвата широкая, в приполярных областях частота измерений в полосе широт $70^\circ \div 85^\circ$ увеличивается до четырех раз в сутки. При этом существуют области, где интервал между последовательными съемками сканеров с *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B* близок к половине их орбитального периода (менее 50 мин).



Р и с. 1. Радиолокационные изображения морской поверхности 17 августа 2018 г. (*SAR Sentinel-1A* и *-1B*). Пунктиром выделен фрагмент с поверхностными проявлениями ВВ
F i g. 1. Radar images of sea surface on August 17, 2018 (*SAR Sentinel-1A* and *-1B*). The dashed line shows a fragment with the IW surface manifestations

В настоящей работе анализировалась квазисинхронная пара спутниковых снимков *Sentinel-1A* и *-1B*, выполненных 17 августа 2018 г. вблизи пролива Фрам (рис. 1). Временной интервал между зондированиями составил 2901 с. Оба снимка обрезаны по пространству до области их взаимного перекрытия. Пунктиром выделен фрагмент с поверхностными проявлениями внутренних волн.

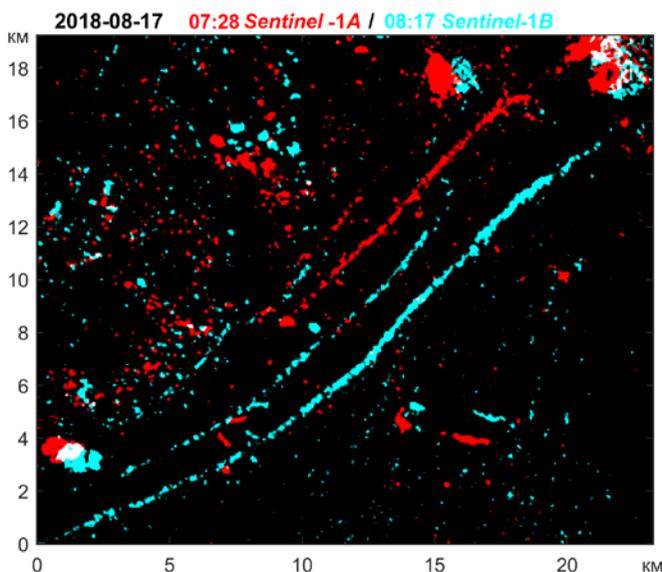
Идентификация гребней ВВ

При стратификации над неровностью дна баротропный прилив деформирует изопикнические поверхности и генерирует внутренние волны. Рост энергии волны может вызывать ее обрушение и передачу энергии пакету короткопериодных внутренних волн [19].

Возбуждаемая приливом лидирующая волна имеет форму импульса с прогибом изопикнических поверхностей вниз. Движение такого импульса заглубления изопикнических поверхностей в виде одиночной внутренней волны приводит к формированию конвергентной зоны на поверхности океана [19]. На радиолокационных снимках такие конвергентные зоны проявляются в виде светлых полос (сулои).

Таким образом, идентификация поверхностных проявлений ВВ на радиолокационных спутниковых снимках сводится к нахождению тонких светлых полос, вытянутых вдоль лидирующего гребня ВВ. В данном случае гребнем внутренней волны будем именовать положение фронта ВВ над прогибом изопикнических поверхностей.

Процедура идентификации ВВ существенно усложняется при наличии в области их проявления сторонних поверхностных объектов, например льдин. Кроме того, заметим, что, несмотря на компактное пространственное распределение ярких пикселей, относящихся к единому гребню ВВ, они могут не соприкасаться между собой. Поэтому необходима также специальная процедура маскерования по объединению таких «родственных» пикселей в единый кластер.



Р и с. 2. Анаглиф снимков морской поверхности. Градации красного использованы для первого зондирования (*Sentinel-1A*), а сине-зеленые тона – для второго (*Sentinel-1B*)

F i g. 2. Anaglyph of the sea surface images. Red gradations are used for the first sounding (*Sentinel-1A*), and blue-green tones are for the second one (*Sentinel-1B*)

Проекционные координаты земной поверхности у каждого спутникового снимка свои. Поэтому для анализа при совместной обработке данные зондирований желательно привести к единой системе координат. При построении карт на рис. 1 использовалась равноугольная коническая проекция Ламберта (*Lambert Conformal Conic*). Фрагмент, содержащий внутренние волны, выделен пунктиром. Данный фрагмент представлен на рис. 2 в проекционной системе координат спутника *Sentinel-1A* с исходным пиксельным разрешением

(40 × 40 м). В эту же систему координат трансформирован снимок спутника *Sentinel-1B*. Для совместного отображения обоих зондирований на едином рисунке (рис. 2) используется анаглиф (*anaglyph*), когда информационным полям каждого спутника соответствуют индивидуальные хроматические области спектра: градации красного для *Sentinel-1A*, а сине-зеленые тона – для *Sentinel-1B*. Разметка осей выполнена в километрах.

Процедура маскирования

Итак, на рис. 2 поверхностные проявления ВВ представляют собой скопления пикселей повышенной яркости, вытянутые в виде тонких светлых полос, красные для спутника *Sentinel-1A* и сине-зеленые для *Sentinel-1B*. Кроме них на снимках присутствуют изображения множества льдин разных размеров. У льдин нет выраженной анизотропии формы в каком-либо направлении. В этом главное их отличие от поверхностных проявлений ВВ.

Чтобы отделить информацию, относящуюся к ВВ и другим поверхностным объектам, и объединить информацию по каждому гребню ВВ в индивидуальные кластеры, производилась следующая процедура маскирования:

- для каждого зондирования определялся характерный для этих скоплений диапазон яркости интересующих пикселей. Значения яркости для точек, не входящих в этот диапазон, обнулялись;

- с целью объединения близко расположенных пикселей в единую связанную структуру для каждого зондирования создавалась пространственная маска. Для этого каждое изображение усреднялось пространственным фильтром Гаусса с плечом, превышающим визуальную ширину индивидуальных волновых экстремумов (гребней внутренних волн);

- далее выполнялась бинаризация полученных масок. Всем значениям, превышающим порог, присваивались единицы, а остальным точкам нули. Для определения порога использовался гистограммный метод, который автоматически выбирает пороговое значение, обеспечивающее минимум внутриклассовой дисперсии черных и белых пикселей [20];

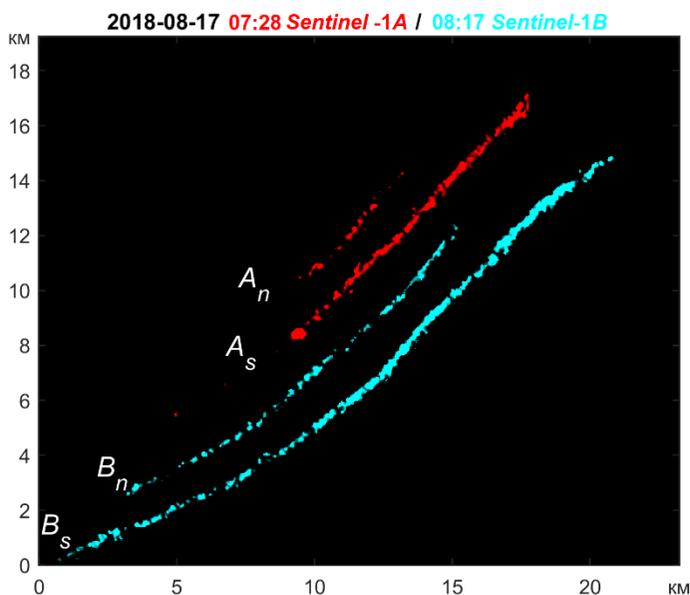
- производилась кластеризация полученной *BW*-картинки: каждый индивидуальный кластер представляет собой подобласть изображения, сформированную соприкасающимися между собой яркими пикселями;

- значения пикселей в кластерах, размеры которых малы, обнулялись и проводилась повторная кластеризация. В результате остались кластеры с ВВ и, возможно, несколькими самыми большими льдинами (в нашем случае до трех);

- чтобы окончательно избавиться от нежелательных кластеров, используется тот факт, что проявления ВВ существенно анизотропны. Поэтому форма каждого кластера аппроксимировалась эллипсом и кластеры с малыми значениями отношения большой и малой полуосей эллипса (менее 50) отсеивались;

- кластерам с ВВ присваивались идентификаторы *A/B* (спутник) и *n/s* (северный/южный волновой экстремум);

– полученные маски накладывались на исходные изображения. Каждому отфильтрованному пикселу присваивался соответствующий его кластеру идентификатор. Результат представлен на анаглифном рис. 3.



Р и с. 3. Результат маскирования ВВ
Fig. 3. Result of IW masking

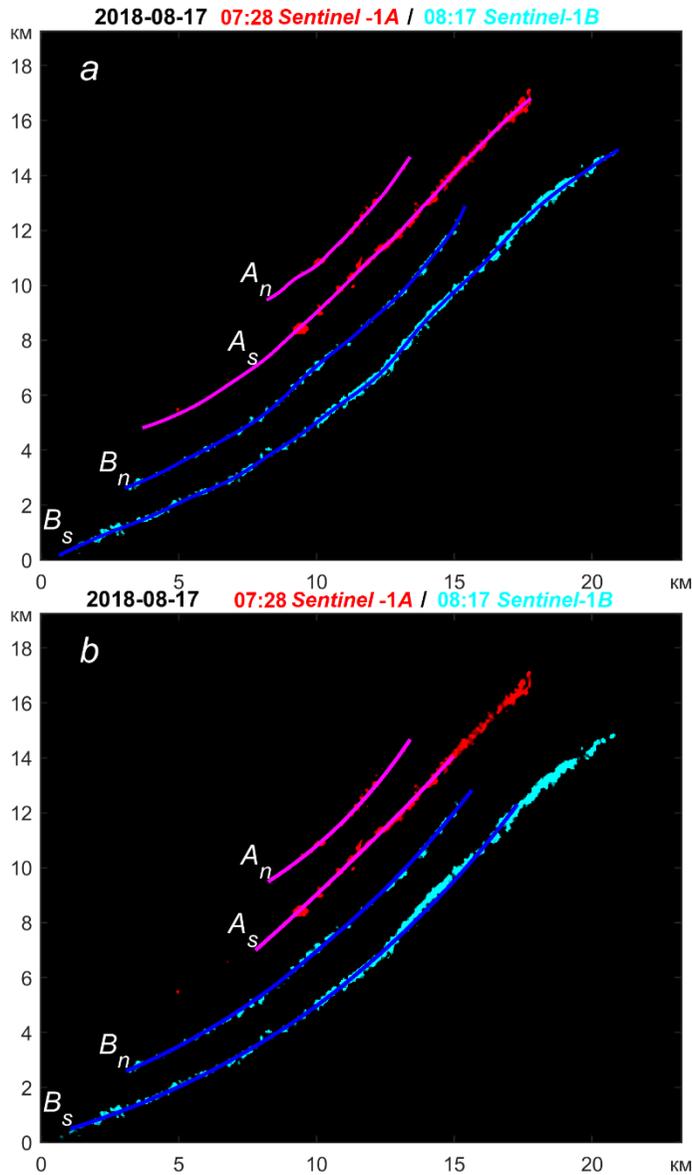
Интерполяция и сглаживание

Полученные наборы точек рассеяны в окрестности волновых фронтов, а нам для каждого фронта требуются объективные вдольфронтальные, желательно эквидистантные значения координат $\{x_i, y_i\}$.

В зависимости от угла наклона в нашей координатной системе волнового фронта зависимость $y = f(x)$ не обязательно является взаимно-однозначной. Чтобы обеспечить эту однозначность, удобно перейти к наклонной системе координат $\{X', Y'\}$, в которой ось абсцисс направлена вдоль ранее рассчитанной большей полуоси аппроксимирующего данный кластер точек эллипса.

По координате X' , которую будем считать аргументом, производим сортировку пар $\{x'_i, y'_i\}$. Далее отдельно по каждому x'_i и y'_i проводим параметрическое сглаживание в зависимости от значений индекса i . Для этого используем скользящий фильтр среднего с робастной версией локальной регрессии на основе полиномов 1-й степени [21].

Полученные наборы координат не являются эквидистантными. Поэтому по расстояниям l между смежными координатами рассчитывается погонная длина фронта L , и новые значения координат интерполируются в соответствии с равноудаленными значениями параметра l_i . Теперь равноудаленные интерполированные параметрические координаты волнового фронта можно вернуть в исходную систему координат спутникового изображения Sentinel-1A. Результат интерполяции волновых экстремумов представлен на рис. 4, а.



Р и с. 4. Пространственная интерполяция координат волновых фронтов без сглаживания (*a*) и с его использованием (*b*) (вдоль фронтального разрешение 40 м)
Fig. 4. Spatial interpolation of the wave front coordinates without smoothing (*a*) and with it (*b*) (along-frontal resolution is 40 m)

Вдоль волнового фронта может локально меняться его кривизна, что влияет на вариативность расчетов расстояний между волновыми фронтами, их скорости распространения и особенно радиуса кривизны. Поэтому кривые, описывающие фронты, желательно дополнительно сгладить. Это позволит говорить об обобщенных значениях характеристик.

Вдольфронтальная длина у каждого из наблюдаемых волновых цугов своя, а для расчетов длин волн и фазовой скорости их распространения необходима информация о положении фронтов в местах, где присутствуют оба волновых цуга. Поэтому при расчете сглаженных характеристик положения фронтов краевые участки, не имеющие такого соответствия, не учитывались.

В табл. 1 представлены значения погонной длины интерполированного L_i и сглаженного L_s участков волновых фронтов. Там же указаны соответствующие значения количества пиксельных точек при их расчете (N_i и N_s) и соответствующие дисперсии длин (σ_{L_i} и σ_{L_s}). При расчетах использовалось параметрическое задание координат $\{x_i, y_i\}$ с эквидистантным разрешением 40 м. Для идентификации волновых фронтов использованы идентификаторы соответствующих им кластеров (A/B – спутник, n/s – северный/южный волновой фронт). С точки зрения направления распространения волн южный фронт является лидирующим (первым).

Т а б л и ц а 1
Table 1

Оценка пространственного положения волновых фронтов
Assessment of the spatial position of wave fronts

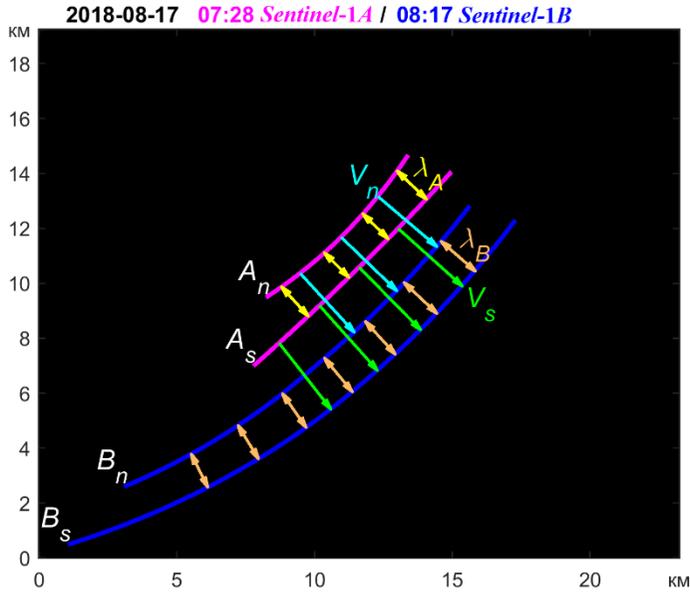
Волновые фронты / Wave fronts	N_i	L_i , м	σ_{L_i} , м	N_s	L_s , м	σ_{L_s} , м
A_s	5058	18693	144,7	2845	10092	142,1
A_n	1537	7446	122,7	1531	7372	124,4
B_s	4311	25455	108,8	3348	20438	136,2
B_n	1581	16356	78,2	1586	16371	95,4

Результат сглаживания представлен на рис. 4, *b*. Полученные таким образом сглаженные наборы координат волновых фронтов и будут использованы в дальнейших расчетах.

Параметры волновых фронтов

Длина волны, фазовая скорость и период ВВ

Как отмечалось выше, все волновые фронты имеют разную вдольфронтальную длину. Поэтому результаты расчетов длин волн λ и фазовых скоростей C проводились для зон, в которых присутствуют все пары соответствующих друг другу точек фронтов. Тот фронт, который является более коротким, определяет пространственный диапазон расчета фазовой скорости северного (n) и южного (s) гребней и длины волны во время первого (A) и второго (B) зондирований. Для каждой точки этого более короткого фронта рассчитывалось расстояние до ближайшей точки на соответствующем вычисляемому параметру втором фронте. Напомним, что все обрабатываемые точки распределены равномерно вдоль фронтов с эквидистантным расстоянием 40 м. Пространственные положения фронтов, длины волн λ и фазовые скорости волновых экстремумов показаны на рис. 5.



Р и с. 5. Длины волн λ и фазовые скорости C волновых экстремумов
Fig. 5. Wavelengths λ and phase speeds C of the wave extrema

Средние значения $\bar{\lambda}$ и \bar{C} и их дисперсий σ_λ и σ_C приведены в табл. 2 и 3. Они рассчитывались обычным образом, а доверительные 95%-ные интервалы изменчивости данных волновых характеристик определялись напрямую по полученным выборкам, чтобы не использовать предположения о нормальности распределений. Их оценки для λ и C также приведены в табл. 2 и 3.

Т а б л и ц а 2
 T a b l e 2

«Длины волн» λ
 «Wavelengths» λ

Зондирование / Sounding	Среднее значение «длины волны» $\bar{\lambda}$, м / Average value of «wave- length» $\bar{\lambda}$, m	Дисперсия «длины волны» σ_λ , м / «Wave- length» dispersion σ_λ , m	95%-ный доверительный интервал λ , м / 95% confidential interval λ , m
Первое (A) / The first one (A)	1317	67	1242÷1461
Второе (B) / The second one (B)	1623	18	1594÷1651

Значения длины волны λ и фазовой скорости C можно использовать для оценки периода следования внутренних волн $T = \lambda/C \approx 24$ мин.

Нелинейность в слоистых средах влияет на характер поведения внутренних волн. Они приобретают свойства уединенных и взаимодействуют между собой как солитоны. Их фазовая скорость зависит от амплитуды. В результате

дисперсии каждая лидирующая волна оказывается быстрее следующих [22, 23]. Данные, приведенные в табл. 3, подтверждают этот факт. Так как доверительные интервалы оценок фазовых скоростей не пересекаются, результат их различия статистически обеспечен с вероятностью 95 %.

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Фазовые скорости волн C
Phase speeds of the waves C

Фронты / Fronts	Перемещение фронта ΔL , м / Front shift ΔL , m	Среднее значение фазовой скорости \bar{C} , см/с / Average value of phase speed \bar{C} , cm/s	Дисперсия фазовой скорости σ_C , см/с / Phase speed dispersion σ_C , cm/s	95%-процентный доверительный интервал C , см/с / 95% confidential interval C , cm/s
Южный (лидирующий) (s) / Southern (leading) (s)	3157	109	1	106÷110
Северный (n) / Northern (n)	2845	98	2	97÷102

Обнаруженное различие в скоростях распространения рассматриваемых внутренних волн является признаком их нелинейности [24]. Их можно идентифицировать как уединенные внутренние волны, или солитоны. Для них понятие «длина волны» не определено, а параметр, соответствующий расстоянию между последовательными фронтами, именуется горизонтальным размером.

Благодаря разности скоростей волновых гребней горизонтальный размер («длина волны») между ними с течением времени увеличивается (см. табл. 2). В данном случае красное смещение $z = \frac{\Delta\lambda}{\lambda}$ – безразмерная величина, характеризующая относительное увеличение «длины волны» лидирующего солитона, – составляет $z \approx 0,23$, а скорость красного смещения $\Delta z/\Delta t \approx 8 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Подобные факты уменьшения горизонтального размера волны при удалении от лидирующего гребня известны и наблюдались ранее, например в [25].

Кривизна волновых фронтов

Выше были получены параметрически заданные эквидистантно табулированные пространственные координаты волновых экстремумов $y(l)$ и $x(l)$, где l – погонная длина кривой, отсчитываемая от одного из ее концов. В этом случае кривизна кривой K описывается следующим выражением:

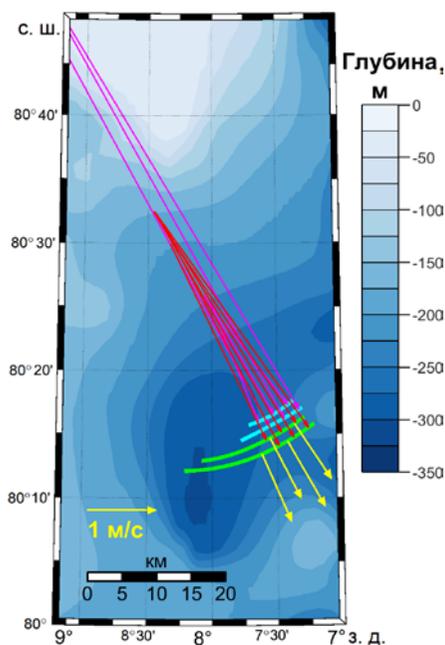
$$K = \frac{|x'y'' - y'x''|}{[(x')^2 + (y')^2]^{3/2}}$$

где x' , x'' , y' , y'' – первая и вторая производные x и y по параметру l . Величина $R = 1/K$, обратная кривизне, является радиусом кривизны. Медианные значения радиусов кривизны R (км) для каждого фронта составили: 77,46 (A_s), 18,51 (A_n), 36,56 (B_s), 35,38 (B_n).

Для каждой точки кривой $\{x, y\}$ центр кривизны находится в точке $\{x + R_x, y + R_y\}$. Локальные значения компонент радиуса кривизны R_x и R_y вдоль x и y определены следующим образом:

$$R_x = x' \cdot R^2, \quad R_y = y' \cdot R^2.$$

Информация о пространственном положении центров кривизны волновых фронтов (по крайней мере, на ранних этапах формирования внутренних волн) может позволить судить о вероятном месте их зарождения. На рис. 6 на фоне карты глубин (использованы батиметрические данные [26]) показаны положения волновых фронтов, их радиусы кривизны R и фазовые скорости.



Р и с. 6. Положение гребней внутренних волн, их радиусы кривизны и фазовые скорости на фоне батиметрии в районе исследований

F i g. 6. Position of the internal wave crests, their curvature radii and phase speeds against the background of bathymetry in the region under study

Судя по рис. 6, причиной формирования рассматриваемых внутренних волн может являться взаимодействие прилива с подводной банкой ($80^{\circ} 45'$ с. ш., $8^{\circ} 30'$ з. д.), глубина над которой менее 20 м.

Спутниковые данные *Sentinel-1A*, *-1B* были получены из архивов системы Европейских центров морских прогнозов *Copernicus Open Access Hub* (<https://scihub.copernicus.eu>).

З а к л ю ч е н и е

В работе предложена методика объективной оценки параметров внутренних волн на основе их проявлений на поверхности океана при наличии в области генерации льдин. Используются данные последовательных квазисинхронных зондирований радаров с синтезированной апертурой спутников *Sentinel-1A*, *-1B*.
 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 1 2023 117

Описанная процедура маскирования снимков позволила отсеять льдины и идентифицировать ВВ. В результате интерполяции и сглаживания для каждого индивидуального волнового экстремума внутренних волн определены эквидистантные параметрические координаты гребня.

Для «длины волны» между гребнями (расстояние между солитонами) и фазовой скорости распространения уединенных внутренних волн сделаны статистические оценки средних значений и дисперсий. Рассчитан период следования внутренних волн. Подтвержден факт более быстрого распространения первого (лидирующего) фронта, что приводит к увеличению (красному смещению) «длины волны» между гребнями с течением времени. Получена оценка скорости этого увеличения.

Рассчитаны также значения радиусов кривизны каждого волнового фронта. Информация о пространственном положении центров кривизны фронтов использована для вывода о предположительном месте генерации анализируемых внутренних волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography / T. Rippeth [et al.] // *Nature Geoscience*. 2015. Vol. 8. P. 191–194. <https://doi.org/10.1038/ngeo2350>
2. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренние волны и образование льдины в море Лаптевых // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 398, № 2. С. 255–258. EDN OPTCGN.
3. Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean / P. V. Czipott [et al.] // *Science*. 1991. Vol. 254, iss. 5033. P. 832–835. doi:10.1126/science.254.5033.83
4. Зубкова Е. В., Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н. Наблюдение короткопериодных внутренних волн в море Лаптевых на основе спутниковых радиолокационных измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 6. С. 99–109. EDN XHSDJT. doi:10.21046/2070-7401-2016-13-6-99-109.
5. Коняев К. В. Внутренний прилив на критической широте // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36, № 3. С. 396–408.
6. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренний прилив в арктических широтах (численные эксперименты) // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 2. С. 165–173.
7. Морозов Е. Г., Пака В. Т. Внутренние волны в высокоширотном бассейне // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 5. С. 709–715. EDN MVSGVV.
8. Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // *Nature*. 1985. Vol. 314, iss. 6008. P. 245–247. doi:10.1038/314245a0
9. Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью / В. В. Баханов [и др.] // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25, № 4. С. 387–395.
10. Quad-polarization SAR features of ocean currents / V. Kudryavtsev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 9. P. 6046–6065. doi:10.1002/2014JC010173
11. Hong D.-B., Yang C.-S., Ouchi K. Estimation of internal wave velocity in the shallow South China Sea using single and multiple satellite images // *Remote Sensing Letters*. 2015. Vol. 6, iss. 6. P. 448–457. doi:10.1080/2150704X.2015.1034884
12. Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images / B. Liu [et al.] // *Remote Sensing Letters*. 2014. Vol. 5, iss. 7. P. 609–618. doi:10.1080/2150704X.2014.949365
13. Estimation of internal solitary wave propagation speed in the Andaman Sea using multi-satellite images / C. M. Tensubam [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2020. Vol. 252. 112123. doi:10.1016/j.rse.2020.112123

14. *Kozlov I. E., Zubkova E. V., Kudryavtsev V. N.* Internal solitary waves in the Laptev Sea: first results of spaceborne SAR observations // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2017. Vol. 14, no. 11. P. 2047–2051. doi:10.1109/LGRS.2017.2749681
15. *Козлов И. Е., Михайличенко Т. В.* Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18, № 5. С. 181–192. EDN WZMNHK. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192
16. Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений / И. Е. Козлов [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 44–59. EDN UDEYRL. doi:10.7868/S0205961415040053.
17. Мониторинг короткопериодных внутренних волн в Белом море / А. В. Зимин [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 5. С. 51–61. EDN UGEULD. doi:10.7868/S0205961415030148
18. Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклеийского полуострова: моделирование и наблюдение / В. А. Иванов [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. С. 322–340. doi:10.22449/0233-7584-2019-4-322-340
19. *Бондур В. Г., Морозов Е. Г., Гребенюк Ю. В.* Радиолокационное наблюдение и численное моделирование внутренних приливных волн у побережья Северо-Западной Атлантики // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2006. Т. 3, № 2. С. 21–29. EDN NDPPEJ.
20. *Otsu N.* A threshold selection method from gray-level histograms // *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*. 1979. Vol. 9, no. 1. P. 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
21. *Cleveland W. S.* Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots // *Journal of the American Statistical Association*. 1979. Vol. 74, no. 368. P. 829–836. doi:10.1080/01621459.1979.10481038
22. *Серебряный А. Н.* Проявление свойств солитонов во внутренних волнах на шельфе // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1993. Т. 29, № 2. С. 244–252.
23. *LeVeque R. J., Yong D. H.* Solitary waves in layered nonlinear media // *SIAM Journal on Applied Mathematics*. 2003. Vol. 63, iss. 5. P. 1539–1560. <https://doi.org/10.1137/S0036139902408151>
24. *Сабинин К. Д., Серебряный А. Н.* «Горячие точки» в поле внутренних волн в океане // *Акустический журнал*. 2007. Т. 53, № 3. С. 410–436. EDN HFFSOU.
25. *Rodenas J. A., Garello R.* Wavelet Analysis in SAR Ocean Image Profiles for Internal Wave Detection and Wavelength Estimation // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1997. Vol. 35, no. 4. P. 933–945. doi:10.1109/36.602535
26. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 / М. Jakobsson [et al.] // *Scientific Data*. 2020. Vol. 7. 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>

Об авторе:

Погребной Александр Евтихевич, научный сотрудник, отдел дистанционных методов ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9390-7231**, **Scopus Author ID: 7004734095**, **SPIN-код: 1944-6355**, **ResearcherID: GNP-2733-2022**, poGREbok57@mail.ru

Вихри в Норвежском и Гренландском морях по данным спутниковых РСА в летний период 2007 года

А. В. Артамонова , И. Е. Козлов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 artamonovaoccean@gmail.com

Поступила в редакцию 07.10.2022; одобрена после рецензирования 28.10.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Анализ пространственно-временной изменчивости поля вихрей в свободных ото льда районах Норвежского и Гренландского морей за летний период 2007 г. на основе обработки измерений спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) и ее зависимости от фоновых ветровых условий и поля поверхностных течений – цель настоящей работы.

Методы и результаты. В качестве исходных данных использовались спутниковые радиолокационные изображения (РЛИ) *Envisat ASAR* за период май – октябрь 2007 г. в режиме съемки *WSM* с шириной полосы обзора 400×400 км и пространственным разрешением 150×150 м. Идентификация поверхностных проявлений вихревых структур проводилась на основе визуального анализа РЛИ экспертом, после чего определялись диаметр, знак вращения и глубина места, соответствующая центру вихря. В качестве источника информации о поле приводного ветра использовался продукт *CMEMS WIND_GLO_PHY_CLIMATE_L4_REP_012_003*, основанный на измерениях скаттерометров *ASCAT* с пространственным разрешением $0,25^\circ$. Для анализа связи интенсивности генерации вихрей с фоновым полем поверхностных течений на горизонте 1 м использовались данные реанализа *CMEMS GLORYS12V1* с пространственным разрешением $0,25^\circ$. Всего зарегистрировано более 3000 поверхностных проявлений вихрей. Основные районы наблюдения вихрей, характеризующиеся их максимальной повторяемостью, зарегистрированы на Норвежском шельфе восточнее плато Воринг с глубинами не более 200 м, на восточном склоне Лофотенской котловины, в западной части Датского пролива, а также над Фарерско-Исландским порогом. Показано, что циклонические и антициклонические вихри наблюдались в равном количестве. Диапазон диаметров вихревых структур составил 0,5–150 км со средним значением ~ 14 км. Чаще всего вихри наблюдались над глубинами, не превышающими 500 м. Наибольшее количество проявлений вихревых структур зарегистрировано при ветрах северного и северо-восточного направлений со скоростями 3–5 м/с и на границах течений со скоростью более 0,3–0,4 м/с.

Выводы. Зарегистрировано равное количество циклонических и антициклонических вихревых структур, что сопоставимо с результатами альтиметрических наблюдений в этом районе, но существенно отличается от результатов РСА-наблюдений в других арктических и субарктических районах с существенным доминированием циклонических вихрей. Чаще всего вихри встречались вдоль основных струйных течений и в местах их меандрирования.

Ключевые слова: океанские вихри, спутниковые радиолокационные изображения, РСА, Лофотенский вихрь, Норвежское море, Гренландское море, *GLORYS12V1*, *ASCAT*

Благодарности: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10052, <https://rscf.ru/project/21-77-10052>.

Для цитирования: Артамонова А. В., Козлов И. Е. Вихри в Норвежском и Гренландском морях по данным спутниковых РСА в летний период 2007 года // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 120–133. EDN OFTTND. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-120-133

Eddies in the Norwegian and Greenland Seas from the Spaceborne SAR Observations in Summer, 2007

A. V. Artamonova ✉, I. E. Kozlov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ artamonovaocean@gmail.com

Abstract

Purpose. The paper is aimed at analyzing the spatio-temporal variability of eddy field in the ice-free regions of the Norwegian and Greenland seas in summer, 2007 based on processing the spaceborne synthetic aperture radar (SAR) data, and its dependence on the background wind conditions and the surface current field.

Methods and Results. The *Envisat* ASAR radar images (RI) obtained in the *WSM* imaging mode with the 400×400 km swath width and the 150×150 m spatial resolution for May – October, 2007, were used as the initial data. The eddy surface manifestations were identified by an expert through the visual analysis of RI, after which the eddy diameter and rotation sign, as well as the total depth of the place corresponding to the eddy center, were determined. Information on the near-surface wind field was derived from the *CEEMS WIND_GLO_PHY_CLIMATE_LA_REP_012_003* product based on the *ASCAT* scatterometer measurements carried out with the 0.25° spatial resolution. To analyze the relation between the eddy generation intensity and the surface currents' background field at the 1 m depth, the *CEEMS GLORYS12V1* oceanic reanalysis with the 0.25° spatial resolution was applied. In total, more than 3000 surface eddy manifestations were recorded. The key regions where the eddies were observed and which were characterized by the eddies' maximum probability, were found over the Norwegian continental shelf east of the Vøring Plateau (water depth < 200 m), on the eastern slope of the Lofoten Basin, in the western part of the Denmark Strait and over the Iceland-Faroe Ridge. It is shown that the numbers of the observed cyclonic and anticyclonic eddies were equal. The observed eddies' diameters ranged within 0.5–150 km with the average value of ~ 14 km. Most often the eddies were observed over the depths not exceeding 500 m. The majority of eddy manifestations were identified under the northerly and northeasterly winds of 3–5 m/s and at the boundaries of currents whose velocities exceeded 0.3–0.4 m/s.

Conclusions. The number of cyclonic and anticyclonic eddies was recorded equal, which was comparable to the results of altimetry observations in the region, but differed from the results of SAR observations in the other Arctic and sub-Arctic regions where the cyclonic eddies dominated. The observed eddies were most often detected along the main jet currents and in the regions of their meandering.

Keywords: ocean eddies, radar images, SAR, Lofoten vortex, Norwegian Sea, Greenland Sea, *GLORYS12V1*, *ASCAT*

Acknowledgements: The study was carried out at financial support of the Russian Science Foundation grant No. 21-77-10052, <https://rscf.ru/project/21-77-10052>.

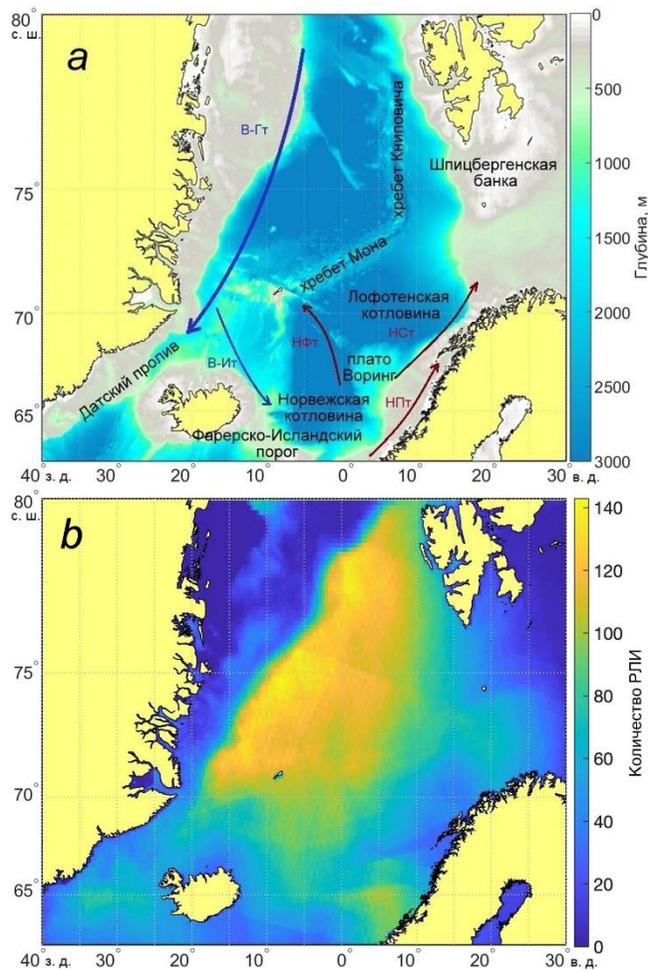
For citation: Artamonova, A.V. and Kozlov, I.E., 2023. Eddies in the Norwegian and Greenland Seas from the Spaceborne SAR Observations in Summer, 2007. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 112–123. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-112-123

Введение

Норвежское и Гренландское моря являются районами с высокой вихревой активностью, что играет важную роль в перераспределении вод между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, а также в распределении тепла и биогенных элементов [1–3].

Находящаяся в Норвежском море Лофотенская котловина является транзитным резервуаром, проходя через который атлантические воды заглубляются и трансформируются, далее попадая в Арктический бассейн. Отличи-

тельная особенность региона – квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь, который находится в центральной части Лофотенской котловины и представляет собой линзу теплой воды с существенными горизонтальными и вертикальными масштабами [4–6].



Р и с. 1. Карта района исследований с батиметрией на основе *GEBCO* и указанием основных географических наименований. Стрелками показаны основные течения: Восточно-Гренландское (В-Гт), Восточно-Исландское (В-Ит), Норвежское фронтальное (НФт), Норвежское склоновое (НСт) и Норвежское прибрежное (НПт) – *a*; карта покрытия исследуемого района спутниковыми РСА-данными (цветом показано количество доступных РЛ-изображений) – *b*

F i g. 1. Map of the study region including the *GEBCO*-based bathymetry and major geographical names. Arrows show the main currents: East Greenland (EGC), East Iceland (EIC), Norwegian Frontal (NFC), Norwegian slope (NSC) and Norwegian coastal (NCC) – *a*; coverage of the study region by the satellite SAR data, the number of available SAR images is shown in color – *b*

Циркуляция вод в исследуемой акватории (рис. 1, *a*) представлена холодным Восточно-Гренландским течением, образующим в районе Исландии ветвь Восточно-Исландского течения, и теплым Норвежским течением, которое раз-

деляется на Норвежское фронтальное течение, проходящее между Норвежской и Лофотенской котловинами, Норвежское склоновое течение, движущееся на север вдоль континентального склона Норвегии, и Норвежское прибрежное течение. Большое количество крупных течений делает данный район динамически нестабильным, что является важным фактором для генерации вихревых структур. Исходя из того, что вихри могут переносить значительное количество тепла и прочих трассеров на большие расстояния [3], исследование их пространственного распределения и характеристик важно, например, для учета в глобальных и региональных моделях циркуляции океана.

Цель настоящей работы – проанализировать пространственно-временную изменчивость поля вихрей в свободных ото льда районах Норвежского и Гренландского морей за летний период 2007 г. на основе обработки измерений спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) и ее зависимость от фоновых ветровых условий и поля поверхностных течений. Исследованию вихревой активности в Норвежском и Гренландском морях, в особенности в районе Лофотенской котловины, было посвящено немало работ, однако их большая часть была основана на данных спутниковой альтиметрии [3, 5, 6–8]. Исследования вихрей на основе анализа данных спутниковых РСА также проводились для этого региона [3, 8–10], но в них рассматривались лишь отдельные районы в северной части Гренландского моря (пролив Фрама) и в Лофотенской котловине, при этом использовались совершенно иные массивы данных. В настоящей работе впервые приводятся результаты наблюдения вихревых структур по столь обширному району Европейского сектора Арктики и анализ связи пространственно-временной изменчивости поля вихрей с фоновыми полями течений и приводного ветра, что и определяет новизну данного исследования. В работе использовались материалы VI Международной научно-практической конференции ¹.

Данные и методы

Как известно, генерация и последующее распространение вихревых структур сопровождаются изменениями в поле поверхностных течений, формированием выраженных зон конвергенции и дивергенции течений, в которых происходит активная модуляция ветровой ряби и пленок поверхностно-активных веществ. Эти факторы приводят к формированию поверхностных проявлений вихревых структур, наблюдаемых на изображениях спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) морской поверхности в виде контрастов обратного рассеяния радиолокационного (РЛ) сигнала [3, 11].

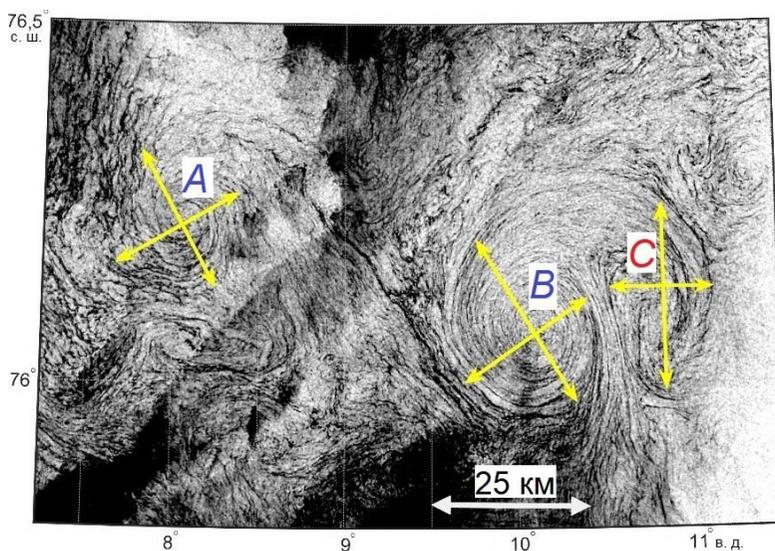
Для анализа вихревой динамики на акватории Норвежского и Гренландского морей использовались спутниковые радиолокационные изображения (РЛИ) *Envisat ASAR* за период май – октябрь 2007 г. в режиме съемки *WSM* с шириной полосы обзора 400×400 км и пространственным разрешением

¹ Артамонова А. В., Козлов И. Е. Характеристики вихрей в Норвежском и Гренландском морях по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в 2007 году // Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы VI Международной научно-практической конференции. Майкоп : Изд-во «ИП Кучеренко В. О.», 2021. Часть 1. С. 25–30.

150 × 150 м. В ходе анализа выделялись только вихри, наблюдаемые на безледных участках морской поверхности.

На рис. 1, *b* представлено пространственное распределение количества проанализированных РСА-данных для исследуемого района с учетом льда, т. е. за вычитанием всех фрагментов РЛИ со льдом. Маска льда для каждого изображения строилась на основе спутникового продукта Бременского университета [12]. Как видно, наибольшее количество РЛ-данных (> 140) приходится на глубоководную часть Гренландского моря, включая пролив Фрама, а также на район вблизи плато Воринг в Норвежском море (~ 100). Минимальное количество РЛ-данных приходится на шельфовые районы Гренландского моря, в которых ледяной покров наблюдается на протяжении почти всего летнего сезона.

На основе анализа поверхностных проявлений вихрей (ППВ) в РСА-изображениях (рис. 2) определялись районы генерации вихрей, их диаметр, знак вращения и глубина места, соответствующая центру вихря. Определение характеристик вихревых структур проводилось на основе методики, описанной в работе [13]. Анализ данных и обработка результатов выполнялись в программной среде *Mathworks* ©*MatLab*. После визуальной идентификации ППВ экспертом определялись различные характеристики вихрей.



Р и с. 2. Примеры проявлений вихревых структур на изображении *Envisat ASAR* от 25 июля 2007 г., обусловленных скоплением поверхностных пленок в зонах конвергенции поверхностных течений. Желтыми стрелками отмечены диаметры циклонических (*A*, *B*) и антициклонических (*C*) вихрей

F i g. 2. Examples of eddy manifestations on the *Envisat ASAR* image (July 25, 2007) conditioned by the accumulation of surface films in the surface currents convergence zones. Yellow arrows mark the diameters of the cyclonic (*A*, *B*) and anticyclonic (*C*) eddies

Как уже было сказано, вихревые структуры на РСА-изображениях наблюдаются благодаря изменению шероховатости морской поверхности, что в свою очередь зависит от взаимодействия полей течений и ветра с поверхностными

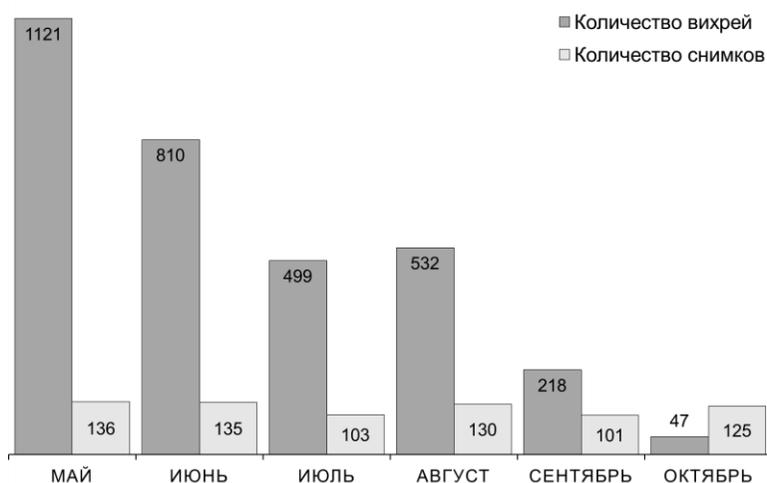
пленками и волнами. Наиболее благоприятными факторами для наблюдения вихрей открытой воды на РЛИ являются слабые и умеренные ветры ² [14, 15].

Для получения данных о ветре использовался продукт *CMEMS WIND_GLO_PHY_CLIMATE_L4_REP_012_003*, основанный на данных скаттерометров *ASCAT* с пространственным разрешением 0,25°.

Для анализа связи интенсивности генерации вихрей с фоновыми полями течений использовался океанический реанализ *CMEMS GLORYS12V1* с пространственным разрешением 0,25° на горизонте 1 м. Этот реанализ хорошо воспроизводит основные характеристики полей течений, а также их мезомасштабную изменчивость [6].

Результаты

Всего в ходе работы проанализировано 730 РЛИ *Envisat ASAR* за период май – октябрь 2007 г., в которых идентифицировано 3327 ППВ. Можно видеть (рис. 3), что в распределении общего количество РЛИ по месяцам разница незначительная. При этом наибольшее количество ППВ было зарегистрировано в мае (1121), наименьшее – в октябре (47).



Р и с. 3. Гистограммы распределения количества РЛИ и зарегистрированных вихрей за период май – октябрь 2007 г.

F i g. 3. Histograms of distribution of the number of radar images and the recorded eddies in May – October, 2007

На рис. 4 показано пространственное распределение всех идентифицированных вихрей. Количество антициклонов составило 1627, циклонов 1600, что значительно отличается от результатов, полученных ранее для других морей Арктики [3, 9, 11, 13, 16]. Наибольшие скопления вихрей обнаружены в районе

² *Dokken S. T., Wahl T.* Observations of spiral eddies along the Norwegian coast in ERS SAR images. Kjeller, Norge : Norwegian Defence Research Establishment, 1996. 29 p.

плато Воринг, на периферии Норвежского фронтального течения, на восточном склоне Лофотенской котловины, аналогично результатам [3] – вдоль хребтов Мона и Книповича, в Датском проливе и над Фарерско-Исландским порогом. Такое расположение, вероятнее всего, обуславливается меандрированием Восточно-Гренландского и Норвежского течений вследствие их бароклинной и баротропной неустойчивости, взаимодействия этих течений с Лофотенским вихрем, а также значительных неоднородностей топографии (хребты, котловины), где вихревые структуры встречаются наиболее часто.

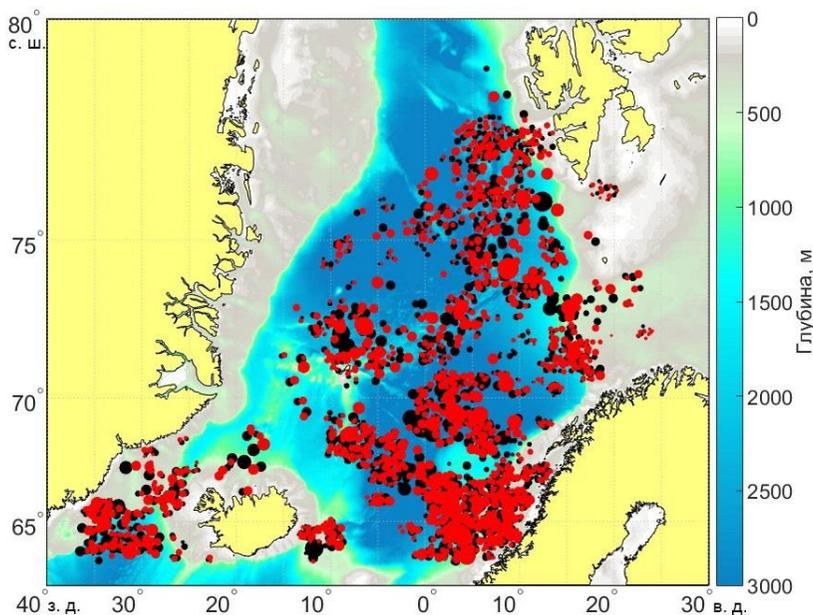


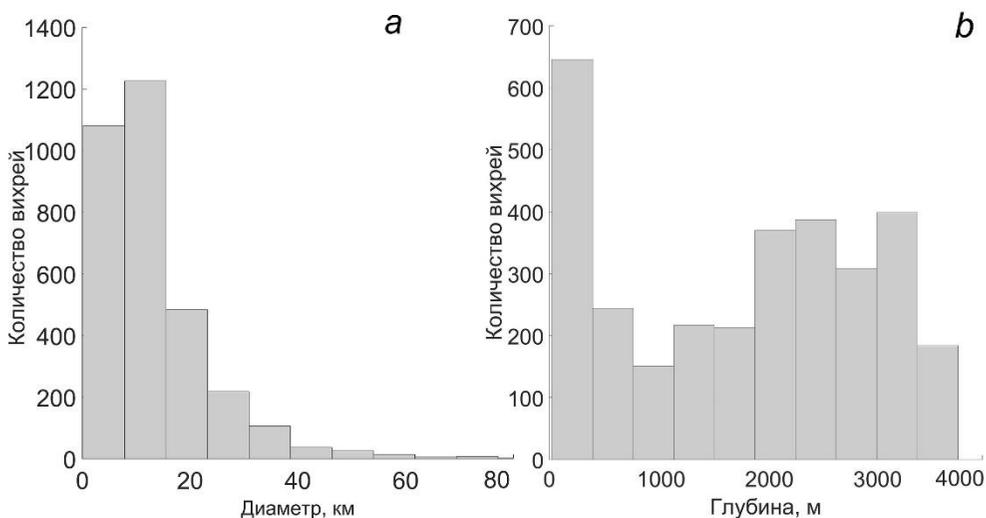
Рис. 4. Пространственное распределение вихрей, идентифицированных в данных спутниковых РСА в мае – октябре 2007 г. Черные (красные) кружки обозначают циклонические (антициклонические) вихри. Размер маркера пропорционален диаметрам вихрей

Fig. 4. Spatial distribution of the eddies identified in the SAR data in May – October, 2007. Black (red) circles indicate the cyclonic (anticyclonic) eddies. The marker size is proportional to the eddy diameters

Гистограмма распределения диаметров зарегистрированных вихрей показана на рис. 5, а. В основном диаметры наблюдаемых вихрей не превышали 15 км (2260 вихрей из 3327). Средний зарегистрированный диаметр составил 13,9 км. Средний диаметр антициклонических и циклонических вихрей отличается незначительно (13,98 и 13,85 км соответственно). Максимальный зарегистрированный диаметр составил 154 км, существенных отличий для циклонов и антициклонов по этому параметру не обнаружено.

В работах [9, 17] было показано, что в диапазоне значений диаметров вихрей ~ 15–30 км разница в соотношении между циклонами и антициклонами уменьшается, а при больших диаметрах антициклонические вихри начинают

доминировать. Согласно результатам данной работы, количество циклонических и антициклонических вихревых структур диаметрами до 15 км также примерно одинаково (1119 и 1133 соответственно).

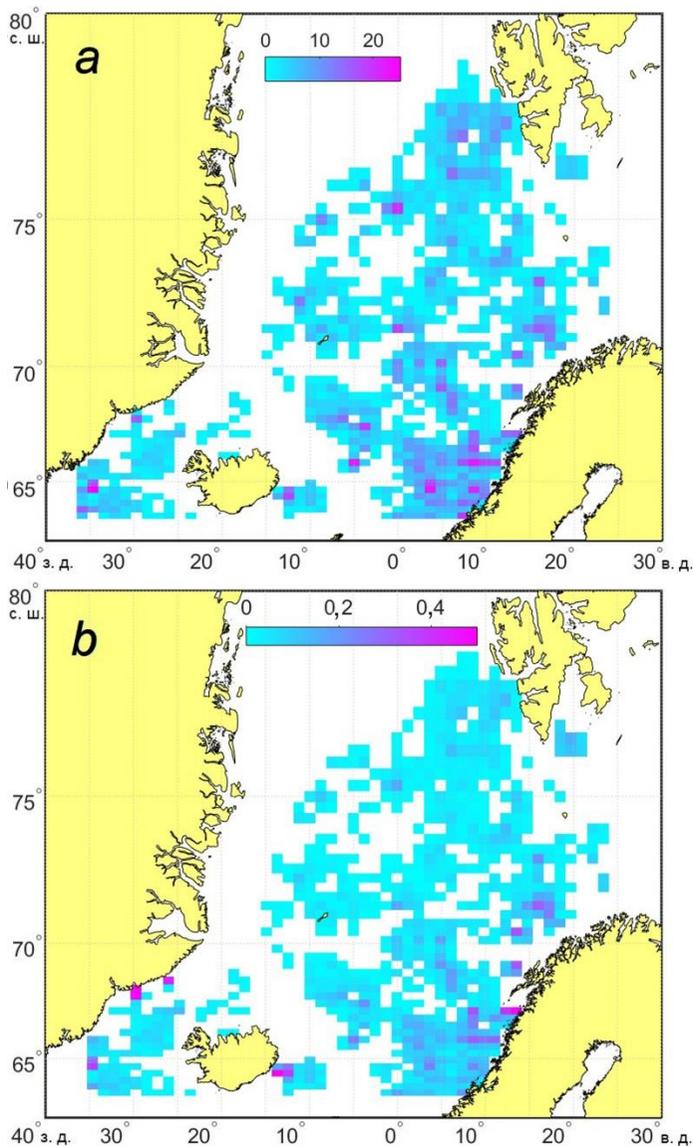


Р и с. 5. Гистограммы распределения диаметров вихрей – *a* и глубин, над которыми они были идентифицированы, – *b*

F i g. 5. Histograms of distribution of the eddy diameters – *a* and depths over which the eddies were identified – *b*

Гистограмма распределения глубин, над которыми регистрировались вихри, показана на рис. 5, *b*. Вихри наблюдались на глубинах 26–3776 м. Их наибольшее количество зарегистрировано над глубинами, не превышающими 500 м, однако значительное количество располагалось и над глубоководными районами с глубинами > 1000 м.

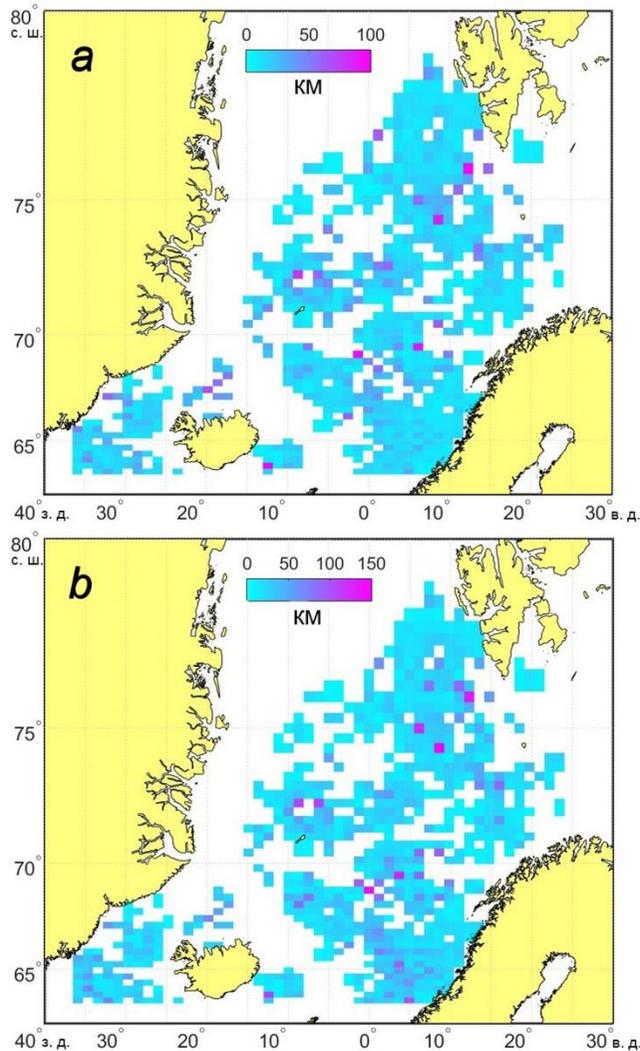
На рис. 6, *a* показано пространственное распределение общего количества идентифицированных вихрей на сетке размером 50×50 ячеек (площадь ячейки составляет в среднем $3,05 \text{ км}^2$). Наибольшее количество вихрей обнаружено в тех же районах, что были отмечены выше. На рис. 6, *b* показано пространственное распределение повторяемости наблюдения вихрей в районе исследований, полученное в виде отношения общего количества вихрей в узле сетки к количеству РСА-наблюдений этого узла. Эта нормированная характеристика позволяет наиболее точно выделить ключевые районы интенсивного вихреобразования. Как видно, максимальные значения повторяемости наблюдения вихрей (0,4 и выше) зарегистрированы на Норвежском шельфе восточнее плато Воринг с глубинами не более 200 м, на восточном склоне Лофотенской котловины, в западной части Датского пролива, над Фарерско-Исландским порогом и на Гренландском шельфе Датского пролива с глубинами менее 200 м.



Р и с. 6. Пространственное распределение на квадрат сетки: *a* – общего количества вихрей, идентифицированных по данным спутниковых РСА в мае – октябре 2007 г.; *b* – повторяемости наблюдения вихрей

F i g. 6. Spatial distribution per a grid square of: *a* – total number of the eddies identified using the satellite SAR data in May – October, 2007; *b* – probability of eddy observations

На рис. 7 показано пространственное распределение величин среднего (рис 7, *a*) и максимального (рис 7, *b*) диаметров вихрей на сетке размером 50×50 ячеек. Эти распределения в целом сходны. Вихри с наибольшими средними (50 км и более) и максимальными (100 км и более) диаметрами регистрировались в районе хребтов Мона и Книповича, на восточном склоне Лофотенской котловины, а также на периферии Норвежского фронтального течения.

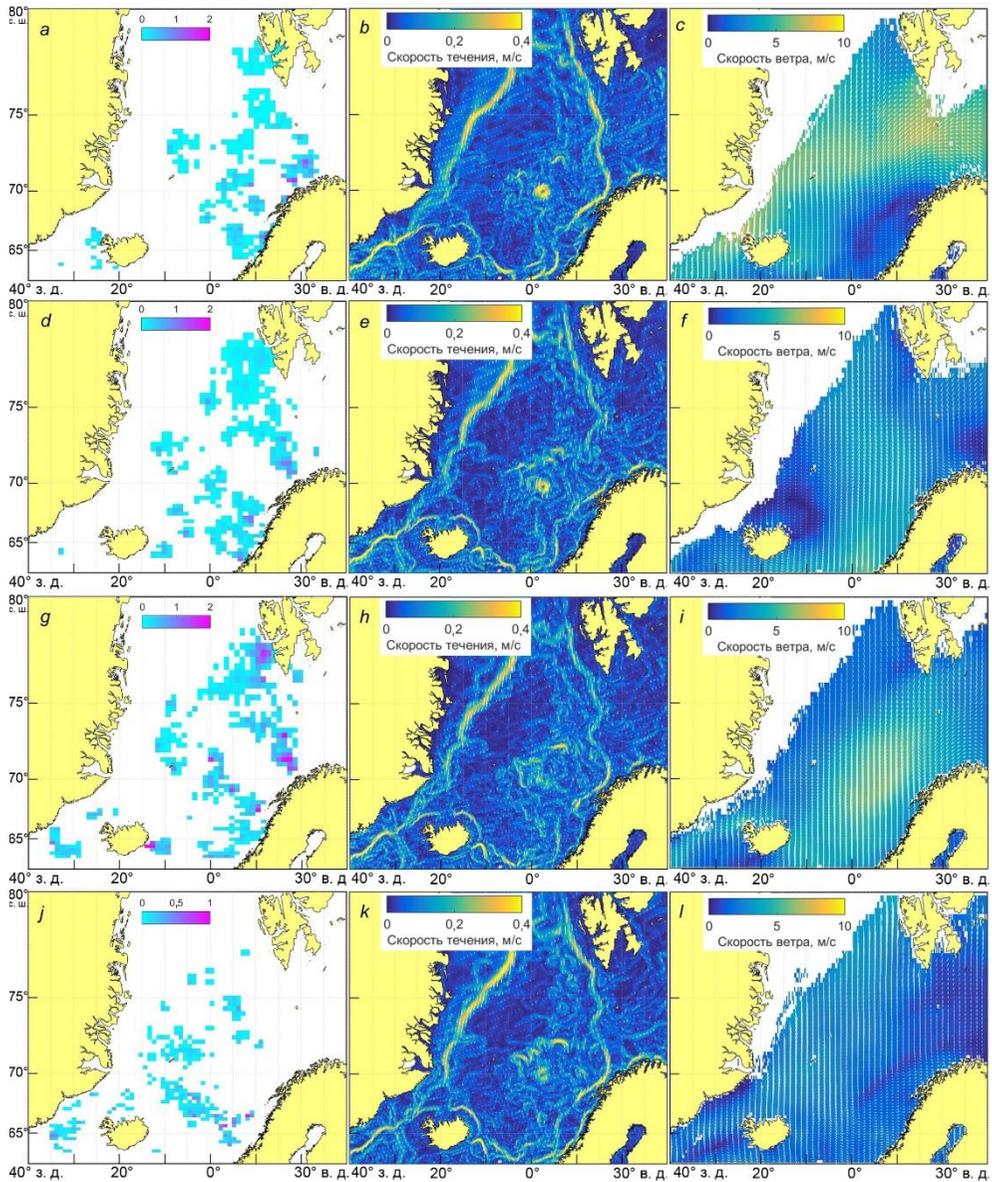


Р и с. 7. Пространственное распределение величин среднего (а) и максимального (b) диаметров вихрей, идентифицированных по данным спутниковых РСА в мае – октябре 2007 г.

F i g. 7. Spatial distribution of the average (a) and maximum (b) diameters of the eddies identified by the SAR data in May – October, 2007

Для анализа связи интенсивности генерации вихрей с фоновыми полями поверхностных течений и ветра на рис. 8 показаны среднemesячные пространственные распределения повторяемости вихрей (слева), скорости и направления течений (в центре), скорости и направления ветра (справа) в мае – августе 2007 г.

В целом, возвращаясь к рис. 4, можно сказать, что вихри в основном располагаются на периферии струй основных течений со скоростями в диапазоне 0,1–0,4 м/с, а в некоторых случаях и превышающими эти значения. Во все месяцы в поле течений отчетливо виден квазистационарный антициклонический Лофотенский вихрь, на периферии которого в данных РСА обнаружено большое количество более мелких вихрей (рис. 7).



Р и с. 8. Пространственное распределение: среднемесячных значений повторяемости наблюдения вихрей на квадрат сетки размером 50×50 ячеек (слева), скорости основных течений (в середине) и скорости приводного ветра (справа) в мае – августе 2007 г.

Fig. 8. Spatial distribution of: monthly averages of eddy observation probability per a grid square of 50×50 cells (left), surface current velocities (middle) and near-surface wind speed (right) in May – August, 2007

В мае (рис. 8, *a – c*), когда было зарегистрировано наибольшее количество вихрей за весь период, также наблюдалась и максимальная за весь период интенсивность основных течений. Так, для струй Норвежского, Восточно-Гренландского и Восточно-Исландского течений максимальные значения скорости достигали более 0,3–0,4 м/с. Интересно отметить, что в мае в районе Восточно-

Гренландского течения еще наблюдался ледяной покров. Несмотря на интенсивность этого течения, вихри открытой воды вблизи него не были обнаружены, тогда как вихри прикромочной ледовой зоны наблюдались регулярно [16]. В целом в этом месяце доминировал северо-восточный ветер со средними скоростями ~ 3–4 м/с.

В июне (рис. 8, *d – f*) вихри чаще встречались в местах меандрирования ветвей Норвежского течения, а также в районе его столкновения с Восточно-Исландским течением. В местах интенсивной генерации вихрей наблюдался ветер северного и северо-восточного направлений со скоростями 3–5 м/с.

В июле (рис. 8, *g – i*) основные очаги генерации вихрей фактически полностью совпадали с июньскими и располагались на участках смены направления и интенсификации ветвей Норвежского течения, к юго-западу от арх. Шпицберген на теплой струе Западно-Шпицбергенского течения и на периферии Лофотенского вихря. Ветровые условия в местах наибольшего скопления вихревых структур характеризовались ветром северо-восточного направления со скоростями 3–5 м/с.

В августе (рис. 8, *j – l*) вихри чаще встречались на периферии Лофотенского вихря и в местах интенсификации и меандрирования Восточно-Гренландского течения в Датском проливе. Август выделяется низкими скоростями ветра до 4 м/с преимущественно северного направления.

Результаты для сентября и октября не приводятся ввиду значительно меньшего количества выделенных вихревых структур. Интенсивность основных течений в эти месяцы была несколько меньше. Но основной причиной более редкой регистрации вихревых структур, по-видимому, стали более высокие средние значения скорости приводного ветра – до 8 м/с, ограничивающие надежную идентификацию вихрей в данных спутниковых РСА. В районах наблюдения вихрей средняя скорость ветра была ниже и не превышала 5 м/с.

Заключение

Отличительной особенностью поверхностных проявлений вихрей в исследуемом районе за период май – октябрь 2007 г. является примерно одинаковое количество выделенных циклонических и антициклонических вихрей, что сходно с результатами альтиметрических наблюдений в этом районе. Этот результат существенно отличается от результатов, полученных в подобных исследованиях для других арктических морей, где циклоны обычно существенно преобладали над антициклонами. Предположительно, это связано с размерами наблюдаемых вихрей. В нашем случае средний диаметр наблюдаемых вихрей составил ~ 15 км, что в 2–3 раза выше средних размеров вихрей в других арктических морях и во многом определяется радиусом деформации Россби.

Показано, что наиболее интенсивными районами вихреобразования являются области у плато Воринг, в Датском проливе, над Фарерско-Исландским порогом, на периферии квазистационарного Лофотенского вихря и вдоль ветвей Норвежского течения. Большое количество вихрей также наблюдалось в районе хребтов Мона и Книповича, вдоль основной струи Западно-Шпицбергенского течения в проливе Фрама и на западном шельфе арх. Шпицберген.

Максимальное количество вихрей наблюдалось вдоль струй основных течений, особенно в районах их меандрирования. Наибольшее количество вихрей зарегистрировано в мае, когда интенсивность основных течений была максимальной. Снижение количества идентифицированных вихрей в сентябре – октябре 2007 г. объясняется более высокими относительно летних месяцев скоростями приводного ветра, ограничивающими регистрацию поверхностных проявлений вихрей в спутниковых данных.

Наиболее благоприятными факторами, при которых регистрировалось значительное количество вихревых структур, являлись ветры северного и северо-восточного направлений со скоростью в диапазоне 3–5 м/с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. Ленинград : Гидрометеониздат, 1987. 511 с.
2. *Hansen C., Kvaleberg E., Samuelsen A.* Anticyclonic eddies in the Norwegian Sea; their generation, evolution and impact on primary production // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2010. Vol. 57, iss. 9. P. 1079–1091. doi:10.1016/j.dsr.2010.05.013
3. Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait From Satellite Altimetry, SAR and High-Resolution Model Data / I. L. Bashmachnikov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 125, iss. 7. e2019JC015832. doi:10.1029/2019JC015832
4. *Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 3. С. 56–67. doi:10.7868/S2073667320030041
5. *Travkin V. S., Belonenko T. V.* Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2019. Vol. 19. ES5004. doi:10.2205/2019ES000676
6. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным / В. А. Зинченко [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 3. С. 46–54. doi:10.7868/S2073667319030067
7. Interaction Between Mesoscale Eddies and the Gyre Circulation in the Lofoten Basin / R. P. Raj [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 125, iss. 7. e2020JC016102. doi:10.1029/2020JC016102
8. *Зимин А. В., Атаджанова О. А.* Оценка характеристик мезомасштабных вихрей в бассейне Лофотенской котловины по данным спутниковых и судовых наблюдений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 3. С. 202–210. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-3-202-210
9. *Kozlov I. E., Atadzhanova O. A.* Eddies in the Marginal Ice Zone of Fram Strait and Svalbard from Spaceborne SAR Observations in Winter // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 1. 134. doi:10.3390/rs14010134
10. *Петренко Л. А., Козлов И. Е.* Характеристики вихрей у архипелага Шпицберген и в проливе Фрама по данным спутниковых РСА-наблюдений в летний период // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 7. С. 167–177. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-7-167-177
11. *Артамонова А. В., Козлов И. Е., Зимин А. В.* Характеристики вихрей в Чукотском море и море Бофорта по данным спутниковых радиолокационных наблюдений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 1. С. 203–210. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-1-203-210
12. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C2. C02S03. doi:10.1029/2005JC003384

13. Eddies in the Western Arctic Ocean From Spaceborne SAR Observations Over Open Ocean and Marginal Ice Zones / I. E. Kozlov [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 9. P. 6601–6616. doi:10.1029/2019JC015113
14. Karimova S. Spiral eddies in the Baltic, Black and Caspian seas as seen by satellite radar data // Advances in Space Research. 2012. Vol. 50, iss. 8. P. 1107–1124. doi:10.1016/j.asr.2011.10.027
15. Remote Sensing of the Fram Strait Marginal Ice Zone / R. A. Shuchman [et al.] // Science. 1987. Vol. 236, iss. 4800. P. 427–439. doi:10.1126/science.236.4800.429
16. Наблюдение малых вихрей в Белом, Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых радиолокационных измерений / О. А. Атаджанова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2. С. 80–90. doi:10.22449/0233-7584-2017-2-80-90
17. Karimova S. Observations of asymmetric turbulent stirring in inner and marginal seas using satellite imagery // International Journal of Remote Sensing. 2017. Vol. 38, iss. 6. P. 1642–1664. doi:10.1080/01431161.2017.1285078

Об авторах:

Артамонова Анастасия Викторовна, младший научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **WoS ResearcherID: AAD-2817-2022**, **Scopus Author ID: 57210964315**, **ORCID ID: 0000-0002-1154-3372**, **SPIN-код: 1478-6492** **AuthorID: 965452**, artamonovaocan@gmail.com

Козлов Игорь Евгеньевич, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией морских полярных исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6378-8956**, **ResearcherID: G-1103-2014**, **Scopus Author ID: 49963767500**, ik@mhi-ras.ru