

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.463.5
EDN: HMPHDG

Спектральный коэффициент яркости, цветовые характеристики и относительная прозрачность вод Черного моря весной 2019 и 2021 годов: сравнительная изменчивость и эмпирические связи

Е. Н. Корчемкина , Е. В. Маньковская

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

Поступила в редакцию 24.03.2023; одобрена после рецензирования 04.05.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследование пространственной изменчивости коэффициента яркости по натурным данным, а также получение эмпирических связей цветовых и биооптических характеристик и сравнение их с литературными данными.

Методы и результаты. Используются данные измерений спектрального коэффициента яркости толщи вод и глубины видимости белого диска, полученные в ходе экспедиций НИС «Профессор Водяницкий» в северной и северо-восточной частях Черного моря 18 апреля – 13 мая 2019 г. и 22 апреля – 8 мая 2021 г. По спектрам коэффициента яркости рассчитаны цветовые характеристики: доминирующая длина волны, чистота цвета воды, угол цветности, а также первичные оптические характеристики (показатель поглощения растворенным органическим веществом и показатель рассеяния назад частицами взвешенного вещества). Проанализирована изменчивость коэффициента яркости и его цветовых характеристик за аналогичные весенние периоды 2019 и 2021 гг. Для совокупности данных за 2019 и 2021 гг. получены уравнения связи между глубиной видимости белого диска и коэффициентом яркости в максимуме, а также доминирующей длиной волны, проведено их сопоставление с литературными данными. Для расчета первичных оптических характеристик в водах Черного моря впервые получены эмпирические соотношения угла цветности с показателем поглощения растворенным органическим веществом и с показателем рассеяния назад частицами взвешенного вещества.

Выводы. В 2019 г. наблюдалось более типичное для второй половины весны распределение коэффициента яркости, тогда как в 2021 г. наблюдаемое распределение говорит, скорее, о продолжающемся зимне-весеннем развитии фитопланктонных сообществ, что характерно для глубоководной части Черного моря в годы с холодными зимами. Установлены значимые связи между цветовыми характеристиками и биооптическими параметрами. Полученные соотношения могут применяться в составе эмпирических и полуаналитических алгоритмов для комплексной оценки гидрооптических характеристик вод Черного моря, в том числе по данным дистанционного зондирования.

Ключевые слова: спектральный коэффициент яркости, глубина видимости белого диска, доминирующая длина волны, чистота цвета, угол цветности, диаграмма цветности, поглощение растворенным органическим веществом, показатель рассеяния назад взвесью, диск Секки, цвет моря

© Корчемкина Е. Н., Маньковская Е. В., 2024

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по темам № FNNN-2024-0016 и № FNNN-2024-0012, данные получены в 106-м и 116-м рейсах НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН»).

Для цитирования: Корчемкина Е. Н., Маньковская Е. В. Спектральный коэффициент яркости, цветовые характеристики и относительная прозрачность вод Черного моря весной 2019 и 2021 годов: сравнительная изменчивость и эмпирические связи // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 5–20. EDN HMPHDG.

Original article

Spectral Reflectance Coefficient, Color Characteristics and Relative Transparency of the Black Sea Waters in Spring, 2019 and 2021: Comparative Variability and Empirical Relationships

E. N. Korchemkina ✉, E. V. Mankovskaya

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

✉ korchemkina@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying spatial variability of the sea reflectance coefficient using the field data, as well as at obtaining empirical relationships between the colorimetric and bio-optical characteristics and their comparing with the already published data.

Methods and Results. The measurement data on spectral reflectance coefficient of the water column and the Secchi disk depth obtained in the expeditions of the R/V *Professor Vodyanitsky* in the northern and northeastern parts of the Black Sea in April 18 – May 13, 2019 and April 22 – May 8, 2021 were used. Based on the reflectance spectra, the following color characteristics were calculated: dominant wavelength, water color purity, hue angle, and the inherent optical characteristics (absorption by dissolved organic matter and backscattering by suspended particles). Variability of the sea reflectance coefficient and its color characteristics was analyzed for similar periods in spring, 2019 and 2021. For the combined data for 2019 and 2021, the relationships between the Secchi disk depth and the reflectance coefficient at maximum, as well as the dominant wavelength were obtained and compared to the known data. To calculate the inherent optical characteristics of the Black Sea waters, for the first time the empirical relationships connecting the hue angle with the dissolved organic matter absorption and the backscattering by suspended particles were obtained.

Conclusions. The observed in 2019 distribution of reflectance coefficient is more typical of late spring, whereas the analogous distribution observed in 2021 rather indicates the continuing winter-spring development of phytoplankton communities, that is typical of the deep part of the Black Sea waters in the years with cold winters. Significant correlations between the colorimetric and bio-optical parameters of seawater were established. They can be used as a part of the empirical and semi-analytical algorithms for comprehensive assessing (including application of remote sensing data) the hydrooptical characteristics of the Black Sea waters.

Keywords: spectral reflectance coefficient, Secchi disk depth, dominant wavelength, color purity, hue angle, chromaticity diagram, absorption by dissolved organic matter, particles backscattering, Secchi disk, ocean color

Acknowledgements: The work was carried out within the framework of state assignment on themes No. FNNN-2024-0016 and No. FNNN-2024-0012, the data were obtained in the 106th and 116th cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky* (Center for Collective Use “R/V *Professor Vodyanitsky*” of the Federal State Budgetary Scientific Institution of Federal Research Center “A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS”).

For citation: Korchemkina, E.N. and Mankovskaya, E.V., 2024. Spectral Reflectance Coefficient, Color Characteristics and Relative Transparency of the Black Sea Waters in Spring, 2019 and 2021: Comparative Variability and Empirical Relationships. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 3-17.

Введение

В Морском гидрофизическом институте РАН накоплен и постоянно пополняется массив данных измерений оптических параметров вод моря, таких как спектральный коэффициент яркости толщи вод, показатель ослабления направленного света, глубина видимости белого диска (относительная прозрачность) и др. Анализ этих данных дает хорошую возможность для исследования изменчивости прежде всего спектрального коэффициента яркости – основного параметра, измеряемого как контактными методами, так и дистанционно, а также цветовых характеристик воды и связей с другими биооптическими параметрами.

Разные районы Мирового океана различаются видимым цветом вод, который может меняться от насыщенно синего до почти коричневого. Изменение цвета обусловлено содержанием в воде примесей различного происхождения. Спектр коэффициента яркости и его форма несут в себе информацию о цветовых характеристиках вод.

Первой океанологической характеристикой цвета воды была шкала Фореля – Уле¹ с номерами пробирок различного цвета. Результат использования этой цветовой шкалы может быть в некоторой степени субъективным, так как цвет определяется визуально. Для объективной оценки цвета воды используются параметры, в математической форме представляющие цвет на основе трехкомпонентной теории цветового зрения человека: цветовые координаты и угол цветности, доминирующая длина волны и чистота цвета² [1, 2].

В настоящей работе представлены данные измерений спектрального коэффициента яркости (КЯ) толщи вод и глубины видимости белого диска, полученные в 2019 и 2021 гг. в экспедициях по северной и северо-восточной частям Черного моря. Целью работы является анализ пространственной изменчивости коэффициента яркости по натурным данным, а также получение эмпирических связей цветовых и биооптических характеристик и сравнение их с литературными данными. Работа является в некоторой степени продолжением статьи [3] авторов, поскольку в 2021 г. были получены новые данные контактных оптических измерений в том же районе моря и в тот же период года. Это позволило провести сравнительный анализ изменчивости коэффициента яркости и цветовых характеристик вод Черного моря, а также установить новые эмпирические зависимости и уточнить полученные ранее.

Использование эмпирических формул связи между изучаемыми параметрами является простым способом моделирования в случае, когда физический характер связи не важен. Эмпирические связи между гидрооптическими характеристиками обладают региональным и сезонным характером и при правильном выборе условий и диапазонов изменчивости исследуемых параметров дают удовлетворительный результат. Поскольку цветовые характеристики морской воды просты в определении, связи между ними и биооптическими параметрами применяются давно³. Они применяются в составе эмпирических

¹ Ерлов Н. Г. Оптика моря. Ленинград : Гидрометеиздат, 1980. С. 181–191.

² Шифрин К. С. Глубина видимости белого диска и цвет моря // Введение в оптику океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. С. 23–30.

³ Маньковский В. И., Соловьев М. В., Маньковская Е. В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2009. С. 40–41.

и полуаналитических алгоритмов [4] для комплексной оценки гидрооптических характеристик морской воды. С учетом определенных поправок [5] цветовые характеристики могут вычисляться по спутниковым измерениям, что расширяет их область применения.

Материалы и методы

В настоящей работе рассматриваются данные измерений спектрального коэффициента яркости (КЯ) толщи вод и глубины видимости белого диска, полученные в ходе экспедиций НИС «Профессор Водяницкий» весной 2019 и 2021 гг. по Черному морю. Съемка выполнена в северной и северо-восточной частях Черного моря (42,5° – 45,8° с. ш.; 31,5° – 39,8° в. д.) 18.04.2019–13.05.2019 (106-й рейс) и 22.04.2021–08.05.2021 (116-й рейс). Измерения спектрального коэффициента яркости проводились с борта судна спектрофотометром, разработанным в отделе оптики и биофизики моря Морского гидрофизического института РАН [6]. Глубина видимости белого диска (относительная прозрачность) определялась по стандартной методике ⁴.

По измеренным спектрам коэффициента яркости рассчитаны следующие цветовые характеристики: доминирующая длина волны в спектре излучения моря, чистота цвета воды, угол цветности.

Количественной оценкой цвета воды является доминирующая длина волны λ_{dom} в спектре излучения моря ². Она основана на колориметрической системе X, Y, Z (рис. 1), в которой координаты цветности x, y, z рассчитываются по формулам

$$X = \int_{400}^{700} R_{rs}(\lambda) \bar{x}(\lambda) d\lambda; \quad x = X / (X + Y + Z);$$

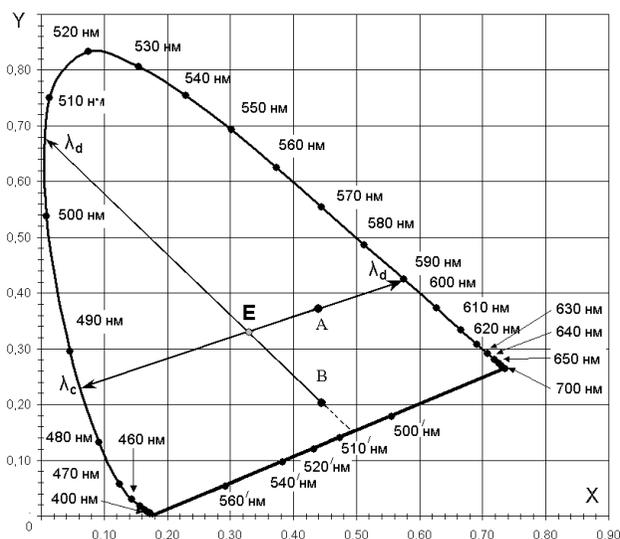
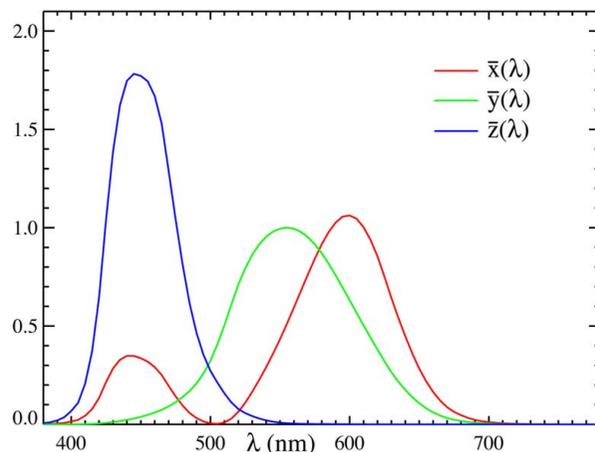
$$Y = \int_{400}^{700} R_{rs}(\lambda) \bar{y}(\lambda) d\lambda; \quad y = Y / (X + Y + Z);$$

$$Z = \int_{400}^{700} R_{rs}(\lambda) \bar{z}(\lambda) d\lambda; \quad z = Z / (X + Y + Z);$$

где $\bar{x}(\lambda), \bar{y}(\lambda), \bar{z}(\lambda)$ – функции спектральной чувствительности человеческого глаза. Величина λ_{dom} равна длине волны монохроматического излучения (его называют доминирующим), которое надо смешать в определенной пропорции с белым излучением, чтобы получить видимый цвет моря (рис. 1).

Чистота цвета воды P представляет собой пропорцию (в процентах), в которой необходимо смешать монохроматическое излучение (доминирующая длина волны) с белым излучением, чтобы получить видимый цвет моря. Чистота цвета воды связана с ее прозрачностью: высокопрозрачные воды характеризуются высокой чистотой цвета, в мутных водах чистота цвета низкая [3]. Величина P определяется отношением двух коллинеарных расстояний $P = E\lambda d / EA$ (рис. 1, *снизу*).

⁴ Определение относительной прозрачности и цвета морской воды // Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Ленинград : Гидрометеиздат, 1977. С. 299–303.



Р и с. 1. Функции спектральной чувствительности для стандартного наблюдателя согласно CIE 1931⁵ [1] (сверху); цветовой треугольник в координатах x, y ⁶ (снизу): точка E – белый цвет; точки A и B – некоторые произвольные цвета; λ_d – положение доминирующей длины волны
F i g. 1. Spectral sensitivity functions for a standard observer according to CIE 1931⁵ [1] (top); color triangle in x, y coordinates⁶ (bottom): point E is the white color; points A and B are some arbitrary colors; λ_d is the position of dominant wavelength

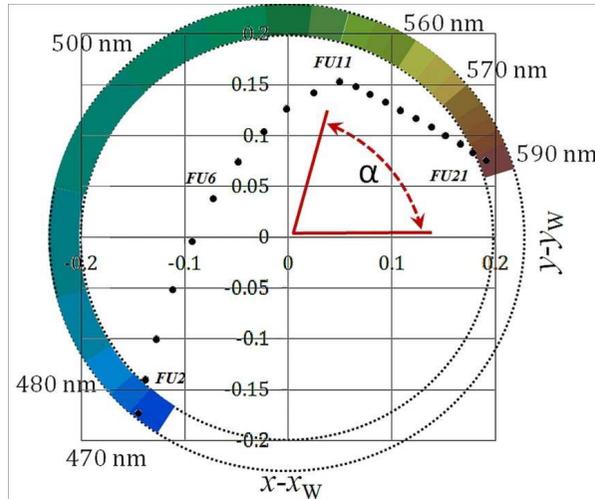
Для любой заданной точки (x, y) на диаграмме цветности значение угла цветности α определяется как значение угла (в градусах) между отрезком, соединяющим «белую точку» с заданной точкой (x, y) , и осью X [2]. То есть угол цветности α (в градусах) определяется выражением

$$\alpha = (180/\pi)(\arctg((y - y_w)/(x - x_w))) \bmod 2\pi,$$

⁵ URL: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/87/CIE1931_XYZCMF.png (дата обращения: 23.01.2023).

⁶ Ларионова Е. В. Физические основы цвета. СПб., 2013. С. 113.
 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 1 2024

где $x_w = y_w = 1/3$ – координаты точки белого цвета на диаграмме цветности (рис. 1, *снизу*). Сине-зеленому и синему цвету соответствуют углы цветности, превышающие 180° . Со смещением доминирующей длины волны в длинноволновую область угол цветности уменьшается (рис. 2).



Р и с. 2. Диаграмма цветности, показывающая соответствие угла оттенка цвета α точке белого цвета (x_w, y_w) шкалы цветов *FU* (Фореля – Уле). Доминирующая длина волны конкретного сегмента указана в нанометрах [2, с. 25667]

F i g. 2. Chromaticity diagram showing the correspondence of colour hue angle α to the white point (x_w, y_w) of the *FU* scale of colours. The dominant wavelength of the specific segment is indicated in nm [2, p. 25667]

В работе рассчитываются показатели поглощения растворенным органическим веществом и рассеяния назад частицами взвешенного вещества с использованием полуаналитического алгоритма [6], в котором спектр коэффициента яркости имеет вид

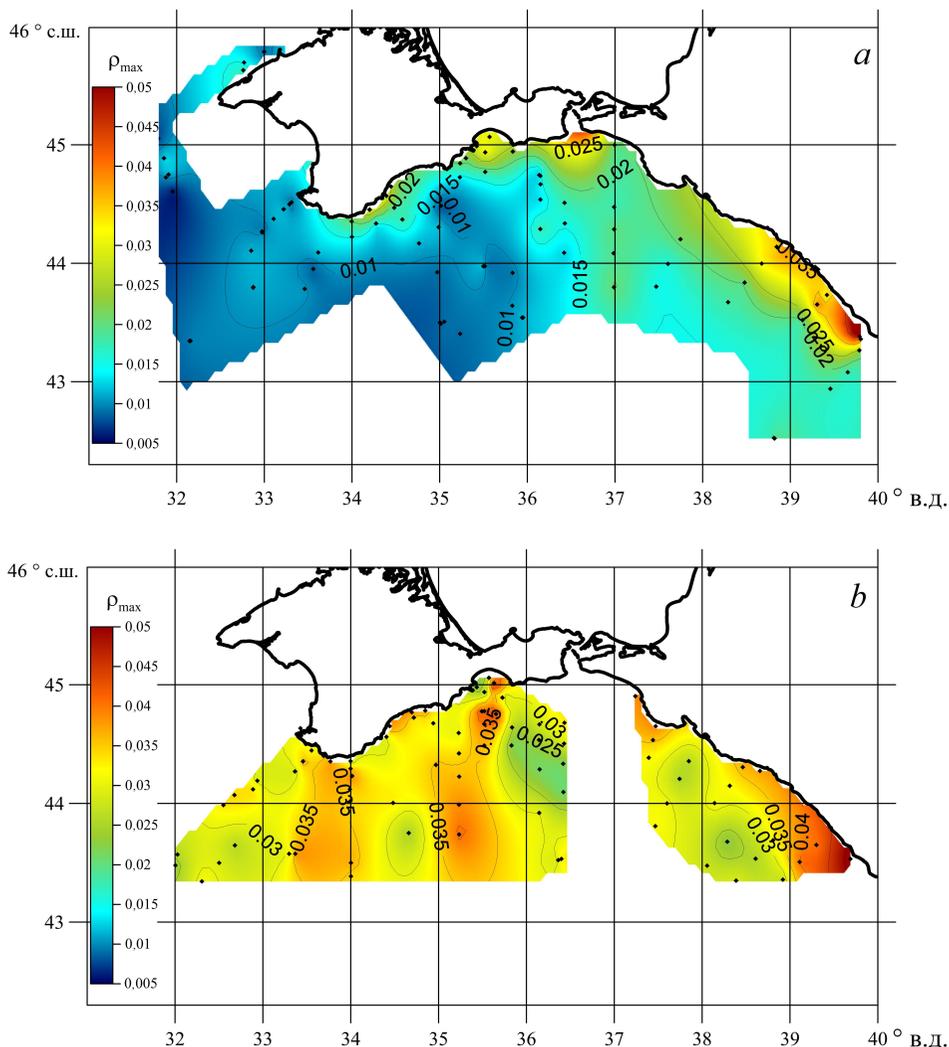
$$R_{rs}(\lambda) = k \frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(550)(550/\lambda)^\nu}{a_w(\lambda) + C_{ph} a_{ph}^*(\lambda) + a_{org}(440)e^{-S(\lambda-440)}}$$

где $k = 0,15$; $b_{bw}(\lambda)$ – показатель рассеяния назад чистой водой [7]; $a_w(\lambda)$ – показатель поглощения чистой водой [8]; $a^*(\lambda_{ph})$ – спектр удельного поглощения пигментами фитопланктона (нормированный на концентрацию хлорофилла a) [9]; $\nu = 1$ – спектральный наклон рассеяния назад, зависящий от размера частиц⁷; $S = 0,018$ – спектральный наклон показателя поглощения света растворенным органическим веществом [10]; $b_{bp}(550)$ – показатель рассеяния назад частицами взвеси на длине волны 550 нм; C_{ph} – концентрация пигментов фитопланктона и $a_{org}(440)$ – показатель поглощения растворенным органическим веществом на длине волны 440 нм.

⁷ Оптика океана : [В 2-х т.] / [Отв. ред. А. С. Мони́н]. Москва : Наука, 1983.

Сравнительная изменчивость коэффициента яркости и цветовых характеристик

Оптические экспедиционные измерения выполнены за аналогичные весенние периоды 2019 и 2021 гг., что позволяет провести анализ изменчивости коэффициента яркости и цветовых характеристик вод моря.



Р и с. 3. Распределение спектральных максимумов коэффициента яркости: *a* – в 2019 г.; *b* – в 2021 г. Черными точками показаны станции измерения спектров коэффициента яркости
F i g. 3. Distribution of the reflectance coefficient spectral maxima: *a* – in 2019; *b* – in 2021. Black dots show the stations where reflectance measurements were made

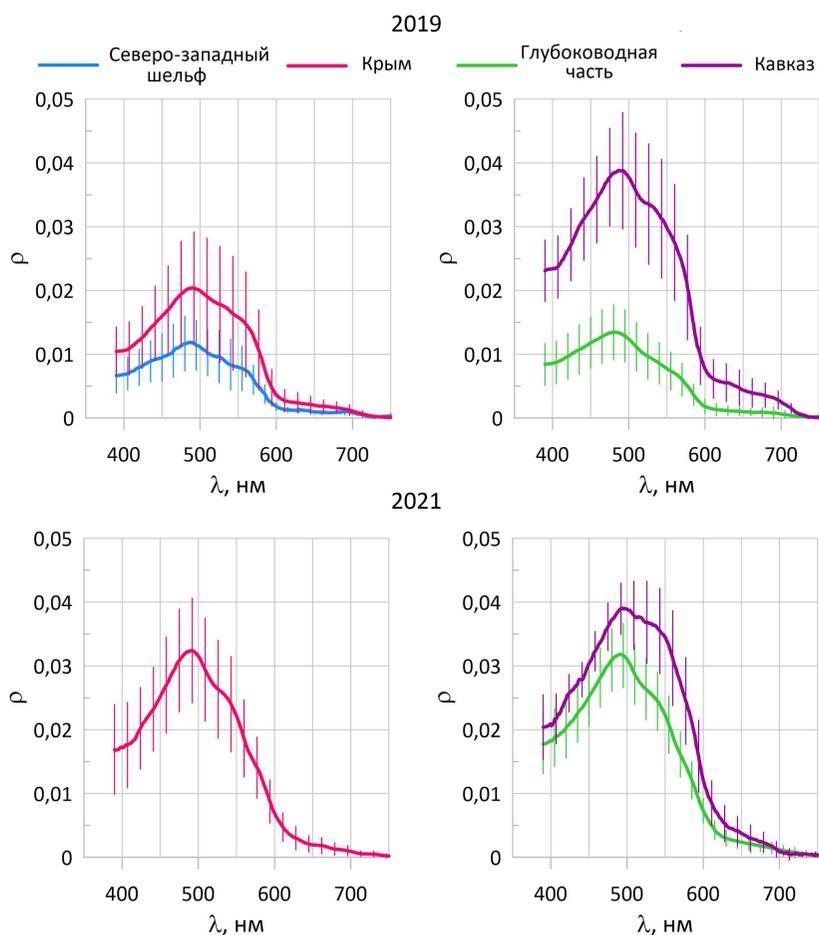
В 2019 г. спектры коэффициента яркости водной толщи были получены на 89 станциях, в 2021 г. – на 68. Распределение максимумов коэффициента яркости вод по данным экспедиций показано на рис. 3. Для дальнейшего анализа в исследуемой области было выделено четыре района:

- 1) северо-западный шельф (только в 2019 г.),

- 2) прибрежная зона Крыма с глубинами до 200 м,
- 3) прибрежная зона Кавказа с глубинами до 1000 м,
- 4) центральная глубоководная часть.

Следует отметить, что разделение на районы выполнено иначе, чем в статье [3]. У Кавказского побережья шельфовая зона с глубинами до 200 м простирается на 5–6 км от берега, причем речные плюмы распространяются дальше ее. Поэтому как границу прибрежной зоны выбрали изобату 1000 м, располагающуюся в среднем на расстоянии 15 км от берега. В предыдущей статье выделялась «восточная часть» (область восточнее 37° в. д.). В настоящей работе часть этой области вошла в «центральную глубоководную часть».

Средние спектры коэффициента яркости для выделенных районов представлены на рис. 4. Осредненные по набору станций соответствующего района измеренные и расчетные оптические характеристики вод моря приведены в таблице.



Р и с. 4. Средние по районам спектры КЯ и их средноквадратическое отклонение (показано штриховкой) по данным измерений в 2019 и 2021 гг.

F i g. 4. *Rrs* spectra averaged over the regions and their standard deviation (shown by shading) based on the measurement data obtained in 2019 and 2021

**Глубина видимости белого диска (Z_d , м), КЯ и его характеристики
Secchi disk depth (Z_d , m), Rrs and its characteristics**

Район / Region	Z_d , м / Z_d , m	ρ_{\max}	λ_{\max} , нм / λ_{\max} , nm	λ_{dom} , нм / λ_{dom} , nm	P , %	α , °
<i>2019</i>						
Северо-западный шельф / Northwestern shelf	12 ± 3	0,012 ± 0,004	485 ± 9	489 ± 2	38 ± 3	192 ± 7
Прибрежная зона Крыма / Coastal zone of Crimea	8 ± 3	0,021 ± 0,009	491 ± 6	491 ± 4	35 ± 7	192 ± 16
Центральная глубоководная часть / Central deep-sea part	13 ± 4	0,014 ± 0,004	482 ± 7	485 ± 2	45 ± 6	203 ± 9
Прибрежная зона Кавказа / Coastal zone of the Caucasus	6 ± 2	0,039 ± 0,009	486 ± 6	489 ± 3	35 ± 7	185 ± 10
<i>2021</i>						
Прибрежная зона Крыма / Coastal zone of Crimea	8 ± 2	0,032 ± 0,008	492 ± 5	490 ± 2	36 ± 6	187 ± 7
Центральная глубоководная часть / Central deep-sea part	7 ± 1	0,032 ± 0,005	491 ± 6	490 ± 2	36 ± 4	187 ± 8
Прибрежная зона Кавказа / Coastal zone of the Caucasus	4 ± 1	0,040 ± 0,005	503 ± 12	495 ± 6	26 ± 7	155 ± 20

Пр и м е ч а н и е: ρ_{\max} – спектральный максимум КЯ; λ_{\max} – соответствующая ему длина волны (нм); λ_{dom} – доминирующая длины волн (нм); P – чистота цвета (%); α – угол цветности (°). Приведены средние по районам значения ± среднеквадратические отклонения по всему ансамблю измерений.

Н о т е: ρ_{\max} is the Rrs spectral maximum; λ_{\max} is the corresponding wavelength (nm); λ_{dom} is the dominant wavelength (nm); P is color purity (%); α is the hue angle (°). The region-averaged values are given, ± standard deviations over the whole ensemble of measurements.

КЯ в 2019 г. изменяется значительно: от 0,005...0,01 (в спектральном максимуме) в районе северо-западного шельфа и в центральной глубоководной части до 0,03...0,05 в прибрежных зонах Крыма и Кавказа (рис. 4). Форма всех спектров КЯ является характерной для вод Черного моря. Небольшие различия наблюдаются в расположении максимума КЯ. Он находится в окрестности 480 нм в центральной глубоководной части и на северо-западном шельфе и в окрестности 490 нм в прибрежной зоне Крыма. Форма спектра КЯ отличается для вод в районе Сочи, где был зафиксирован плом из-за стока реки Мзымты. Здесь максимум спектра КЯ смещен в сторону длинных волн до 497 нм.

В 2021 г. значения КЯ изменялись незначительно во всей области исследования. Различие между глубоководной и прибрежными частями как по форме спектров, так и по величинам КЯ практически отсутствовало. Исключение составили значения КЯ в районе Феодосийского залива. Разброс максимальных значений наблюдался от 0,05 в заливе до 0,02 на шельфе за пределами залива. Вдоль Кавказского побережья также зафиксированы наибольшие

значения КЯ, обусловленные речным стоком – известным источником поступления взвешенных веществ. В целом значения КЯ в 2021 г. были выше, чем в 2019 г.

Наблюдения за глубиной видимости белого диска Z_d выполнены для 69 станций в 2019 г. и для 48 станций в 2021 г. В 2019 г. наблюдающийся разброс значений составил от 4 м в плюме возле Кавказского побережья до 23 м в глубоководной части Черного моря. В 2021 г. разброс составил от 5 до 12 м как в глубоководной части моря, так и в прибрежной зоне Крыма, что соответствует наблюдающейся низкой изменчивости КЯ.

По данным всех измерений спектров коэффициента яркости, диапазон изменчивости значений доминирующей длины волны в 2019 г. составил 482–496 нм. Согласно диаграмме цветности (см. рис. 2), в диапазоне длин волн 480–490 нм цвет характеризуется как голубой, в диапазоне 490–500 нм – голубовато-зеленый. Смещение цвета в сторону длинных волн оценочно соответствует повышению содержания органических веществ в воде.

Расчетные значения чистоты цвета в 2019 г. изменялись от 24 до 56 %. Низкие значения, т. е. более мутные воды, наблюдались в плюме возле Сочи, в районе Ялты и Феодосии, а также в области 33° в. д., 44° с. ш. На данных станциях, по визуальным оценкам, воды имели более зеленоватый оттенок, чем воды остальной части полигона. Высокие значения чистоты цвета получены для восточной части глубоководной области.

В 2021 г. диапазон изменчивости значений доминирующей длины волны составил 486–509 нм. Воды с зеленоватым оттенком наблюдались в прибрежной зоне у Кавказского побережья, в которой также зарегистрированы низкие значения чистоты цвета ($P = 13\%$). Высокие значения (до 47 %), как и в 2019 г., отмечены в глубоководной части.

Анализ метеорологических данных показал, что погодные условия в 2019 г. были более теплые (температура воздуха в среднем выше на $\sim 2^\circ\text{C}$ и более 0°C в январе – марте) и отличались меньшим количеством осадков, чем в 2021 г. Различие в климатических условиях отразилось на особенностях формирования полей гидрооптических характеристик. Несмотря на одинаковые календарные периоды проведения оптических измерений, картина распределения КЯ различается. В 2019 г. наблюдалось более типичное для весеннего периода распределение КЯ, тогда как в 2021 г. наблюдаемое распределение было более характерно для местной климатической зимы. Данная ситуация подтверждается распределениями концентрации хлорофилла a и общего взвешенного вещества, полученными в результате экспедиционных измерений. По данным биологических определений, концентрация хлорофилла a была в среднем в 2–4 раза выше в 2021 г., что говорит о продолжающемся зимне-весеннем развитии фитопланктонных сообществ. Такая особенность сезонной динамики фитопланктона присуща открытым водам Черного моря и наблюдается обычно с января по март [11, 12]. При этом в годы с холодными зимами величина биомассы и продолжительность развития фитопланктона выше, чем в годы с теплыми зимами [11].

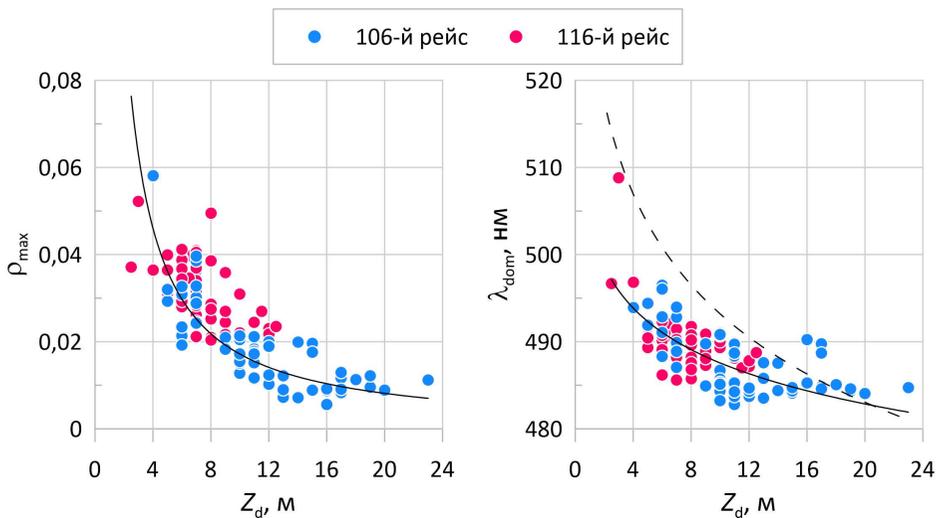
Эмпирические связи цветовых характеристик коэффициента яркости

Ранее в нашей работе [3] были получены эмпирические соотношения для глубины видимости белого диска, спектрального максимума КЯ и доминирующей длины волны. Полученные в 2021 г. новые натурные данные позволяют уточнить указанные взаимосвязи, поскольку измерения выполнены тем же прибором по той же методике в аналогичных районах и в одинаковые периоды года.

Для всей совокупности данных за 2019 и 2021 гг. уравнения связи между глубиной видимости белого диска Z_d и значениями коэффициента яркости в максимуме ρ_{\max} и доминирующей длиной волны λ_{dom} имеют вид (рис. 5)

$$\ln \rho_{\max} = -1,08 \ln Z_d - 1,59; R = 0,82,$$

$$\ln \lambda_{\text{dom}} = -0,014 \ln Z_d + 6,22; R = 0,73.$$



Р и с. 5. Связь глубины видимости белого диска со спектральным максимумом коэффициента яркости (слева) и доминирующей длиной волны (справа). Сплошная линия – по данным контактных измерений 2019 и 2021 гг., штриховая линия – по формуле связи из работы [13]

Fig. 5. Relationship between the Secchi disk depth and the reflectance coefficient spectral maximum (left) as well as the dominant wavelength (right). Solid line is the approximation of contact measurements in 2019 and 2021, dashed line is the relation equation from [13]

В работе [13] по измерениям в водах Тропической Атлантики получена формула связи $\lambda_{\text{dom}} = f(Z_d)$ для значений Z_d в диапазоне 10–41 м:

$$\ln \lambda_{\text{dom}} = -0,032 \ln Z_d + 6,27; R = 0,99.$$

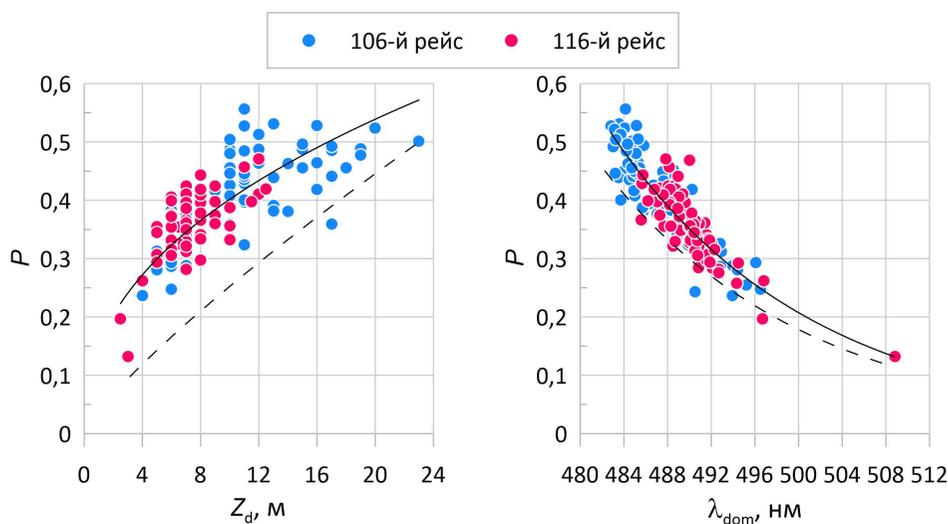
Соответствующая связь показана штриховой линией на рис. 5, справа. Эту формулу в работе [13] рекомендовано использовать при оценке λ_{dom} в различных водах для значений Z_d в пределах 5–41 м. Однако, по рассматриваемым данным контактных измерений 2019 и 2021 гг., существует различие между эмпирическими соотношениями, предлагаемыми в [13] и полученными нами. Расхождение кривых объясняется разной концентрацией во взвеси мелких частиц (радиусы менее 1 мкм) в Черном море и в тропических водах Атлантического океана. Согласно работе [14], чем выше концентрация мелкой взвеси,

тем, при равных условиях освещения моря и показателя ослабления света водой, меньше глубина видимости белого диска. По данным справочника ³ и работы [15], концентрация мелких частиц в Черном море в 5–6 раз выше, чем в тропических водах Атлантического океана, соответственно значения Z_d ниже.

Пересечение кривых $\lambda_{dom} = f(Z_d)$ при $Z_d = 20$ м (рис. 5, *справа*) можно объяснить следующим образом. Концентрация мелкой взвеси в море уменьшается от прибрежных районов, где она максимальна, к центральным районам вследствие постепенного выпадения мелкой взвеси в осадок. В районах с $Z_d = 20$ м концентрация мелкой взвеси была такой же, как и в водах Тропической Атлантики.

Между значениями глубины видимости белого диска Z_d и чистотой цвета P наблюдается прямая корреляционная зависимость (рис. 6, *слева*):

$$\ln P = 0,42 \ln Z_d - 1,89; R = 0,79.$$



Р и с. 6. Связь чистоты цвета с глубиной видимости белого диска (*слева*) и доминирующей длиной волны (*справа*). Сплошная линия – по данным контактных измерений 2019 и 2021 гг., штриховая линия – по формуле связи из работы [13]

F i g. 6. Relationship between the color purity and the Secchi disk depth (*left*) as well as the dominant wavelength (*right*). Solid line is the approximation of contact measurements in 2019 and 2021, dashed line is the relation equation from [13]

Обратная зависимость наблюдается между чистотой цвета P и доминирующей длиной волны λ_{dom} (рис. 6, *справа*). Соответствующее уравнение связи:

$$\ln P = 0,04 - 26,02 \ln \left(\frac{\lambda_d}{531} \right); R = 0,91.$$

В работе [13] связь чистоты цвета воды с относительной прозрачностью $P = f(Z_d)$, по измерениям спектров яркости вод в Тропической Атлантике ($Z_d = 10 \dots 41$ м) и в Черном море ($Z_d = 3 \dots 16$ м), выражается формулой

$$\ln P = 0,82 \ln Z_d + 1,34; R = 0,98,$$

а связь чистоты цвета с доминирующей длиной волны формулой

$$\ln P = 1,34 - 25,63 \ln(\lambda_d/531).$$

Для вод Атлантического океана при значениях глубины видимости белого диска Z_d , превышающих 10 м, соответствующая часть линии взаимосвязи $P = f(Z_d)$ из [13], показанной штриховой линией (рис. 6, *слева*), приближается к зависимости, полученной в нашем исследовании. В диапазоне значений глубины видимости белого диска Z_d 3–23 м, наблюдающихся по данным измерений в 2019 и 2021 гг., линия связи из работы [13] лежит ниже полученной нами. Различие обусловлено тем, что формула связи в [13] получена в основном по данным измерений КЯ в Атлантическом океане, а для вод Черного моря использовано менее десяти значений из работы [16, с. 66]. Это объясняется также разным соотношением содержания в воде взвешенных крупных органических частиц и мелких частиц в основном минерального происхождения. Так, при одинаковой глубине видимости белого диска Z_d значения чистоты цвета могут различаться, и наоборот. Например, в нашем исследовании чистота цвета воды изменялась от $P = 13\%$ при $Z_d = 3$ м до $P = 50\%$ при $Z_d = 23$ м. Наблюдались ситуации, когда значения чистоты цвета были немного выше (55%), но при этом относительная прозрачность была меньше ($Z_d = 10 \dots 13$ м).

На графике рис. 6, *слева* хорошо видно различие между расположением наборов точек для двух экспедиций. В 2021 г. (красные точки) концентрация органических частиц взвеси выше, чем в 2019 г. (синие точки), из-за продолжающегося зимне-весеннего развития фитопланктона, что отражается в значениях чистоты цвета – они ниже. При наличии данных о составе и численности фитопланктонного сообщества данный вид связи $P = f(Z_d)$, предположительно, можно использовать для оценки биооптического состояния вод Черного моря.

В Черном море цвет морской воды определяется главным образом растворенным и взвешенным органическим веществом, увеличение поглощения света органикой в коротковолновом участке спектра приводит к смещению максимума КЯ и, вследствие этого, доминирующей длины волны в сторону длинных волн. Угол цветности является некоторой функцией доминирующей длины волны и, следовательно, связан с поглощением органическим веществом.

В работе [17] получена зависимость между показателем поглощения растворенным органическим веществом α_{org} и углом цветности α . Она представляет собой полином 3-й степени:

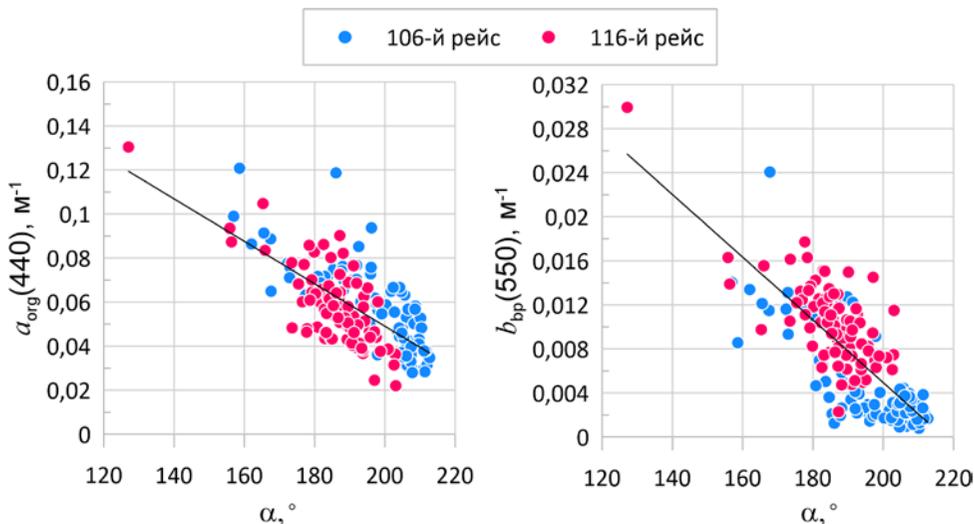
$$\log(\alpha_{\text{org}}(440)) = -7,406 \cdot 10^{-7} \alpha^3 + 2,999 \cdot 10^{-4} \alpha^2 - 0,04493 \alpha + 1,984; R = 0,96.$$

Уравнение получено для различных вод Мирового океана для широкого диапазона изменчивости угла цветности от 50° до 225° . Оно может использоваться и для вод типа 2 (в соответствии с классификацией А. Мореля и Л. Приера [18]) с большим содержанием растворенных органических веществ и взвешенных веществ. Значение угла цветности определяется по дистанционно измеренному коэффициенту яркости моря R_{rs} .

Натурные данные в нашем исследовании имеют гораздо меньший разброс значений угла цветности от 150° до 215° (исключение – одна точка, где угол

цветности равен 127°). Поэтому корреляция величин α_{org} и α менее значима, а аппроксимация их зависимости полиномом, как в работе [18], не существенно отличается от линейной (рис. 7, *слева*) и имеет вид

$$\alpha_{\text{org}}(440) = -0,001\alpha + 0,243; R = 0,70.$$



Р и с. 7. Связь угла цветности с показателями поглощения растворенным органическим веществом (*слева*) и рассеяния назад частицами взвешенного вещества (*справа*)

F i g. 7. Relationship between the chromaticity angle and the absorption by dissolved organic matter (*left*) as well as the suspended particles backscattering (*right*)

Между рассеянием назад частицами взвешенного вещества и углом цветности также наблюдается корреляция. Ее можно объяснить несколькими причинами. Во-первых, взвешенное органическое вещество не только поглощает, но и рассеивает свет, то есть воды, богатые органикой, будут иметь больший показатель рассеяния назад взвесью. Кроме того, прибрежные воды могут содержать повышенное количество растворенного органического вещества и минеральной взвеси, что обусловлено стоками с суши.

Аппроксимация связи рассеяния назад частицами взвешенного вещества b_{bp} и угла цветности α в водах Черного моря также представляется в виде линейной зависимости (рис. 7, *справа*)

$$b_{\text{bp}}(550) = -2,8 \cdot 10^{-4}\alpha + 0,062; R = 0,77.$$

Данные эмпирические соотношения могут быть использованы для расчета первичных оптических величин в водах Черного моря: показателя поглощения растворенным органическим веществом и показателя рассеяния назад частицами взвешенного вещества. Значения угла цветности, в свою очередь, могут быть рассчитаны по оптическим данным дистанционного зондирования моря, если отсутствуют данные контактных измерений спектрального коэффициента яркости.

Заключение

Рассмотрены данные измерений спектрального коэффициента яркости толщи вод и глубины видимости белого диска, полученные в ходе экспедиций в северной и северо-восточной частях Черного моря 18.04.2019–13.05.2019 и 22.04.2021–08.05.2021. Анализ изменчивости коэффициента яркости и его цветовых характеристик за аналогичные весенние периоды 2019 и 2021 гг. показал следующее. Все спектры КЯ имеют сходную, характерную для вод Черного моря форму. В 2019 г. наблюдается высокая изменчивость КЯ. Самые низкие значения зафиксированы на северо-западном шельфе и в центральной глубоководной части полигона. Повышенные значения наблюдались в прибрежных зонах Крыма и Кавказа. В 2021 г. в исследуемой области изменчивость КЯ сравнительно низкая. Различие между глубоководной и прибрежной частями по значениям практически отсутствовало. В целом значения КЯ и его цветовых характеристик в 2021 г. выше, чем в 2019 г. Значения цветовых характеристик вод моря соответствуют в основном голубовато-зеленому цвету на диаграмме цветности.

Предшествующие погодные условия в 2019 г. были более теплыми и отличались меньшим количеством осадков, чем в 2021 г. В 2019 г. наблюдалось более типичное для второй половины весны распределение КЯ, тогда как в 2021 г. наблюдаемое распределение говорит, скорее, о продолжающемся зимне-весеннем развитии фитопланктонных сообществ, что характерно для глубоководной части Черного моря в годы с холодными зимами.

Установлены значимые эмпирические зависимости между глубиной видимости белого диска и спектральным максимумом коэффициента яркости, доминирующей длиной волны и чистотой цвета. Тесная корреляция наблюдается между чистотой цвета и доминирующей длиной волны. Полученные эмпирические связи позволяют классифицировать спектры КЯ и упростить такие подходы, как, например, кластерный анализ.

Для расчета первичных оптических величин в водах Черного моря впервые получены эмпирические соотношения угла цветности с показателем поглощения растворенным органическим веществом и с показателем рассеяния назад частицами взвешенного вещества. Значения угла цветности могут быть рассчитаны по данным дистанционного зондирования коэффициента яркости моря, если отсутствуют данные его контактных измерений. В дальнейшем планируется выполнить расчеты угла цветности по спутниковым данным с использованием регионального алгоритма атмосферной коррекции для Черного моря и провести сопоставление со значениями угла цветности, полученными в этой работе по данным контактных измерений спектрального КЯ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Smith T., Guild J.* The C.I.E. colorimetric standards and their use // Transactions of the Optical Society. 1931. Vol. 33, iss. 3. P. 73–134. doi:10.1088/1475-4878/33/3/301
2. *Van der Woerd H. J., Wernand M. R.* True colour classification of natural waters with medium-spectral resolution satellites: SeaWiFS, MODIS, MERIS and OLCI // Sensors. 2015. Vol. 15, iss. 10. P. 25663–25680. doi:10.3390/s151025663
3. *Корчемкина Е. Н., Маньковская Е. В.* Связь биооптических параметров вод Черного моря с характеристиками коэффициента яркости весной 2019 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 53–64. EDN EWNWZM. doi:10.48612/fpg/47v1-8k56-g93n

4. Classifying natural waters with the Forel-Ule colour index system: Results, applications, correlations and crowdsourcing / S. P. Garaba [et al.] // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2015. Vol. 12, iss. 12. P. 16096–16109. doi:10.3390/ijerph121215044
5. *Van der Woerd H. J., Wernand M. R.* Hue-angle product for low to medium spatial resolution optical satellite sensors // *Remote Sensing*. 2018. Vol. 10, iss. 2. P. 180. doi:10.3390/rs10020180
6. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения / М. Е. Ли [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 6. С. 17–33. EDN VHEWVT.
7. *Morel A.* Optical properties of pure water and pure sea water // *Optical Aspects of Oceanography* / Edited by N. G. Jerlov, E. S. Nielson. New York : Academic Press, 1974. P. 1–24.
8. *Smith R. C., Baker K. S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Applied Optics*. 1981. Vol. 20, iss. 2. P. 177–184. <https://doi.org/10.1364/AO.20.000177>
9. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization / T. Churilova [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2017. Vol. 4. 90. doi:10.3389/fmars.2017.00090
10. Annual variability in light absorption by particles and colored dissolved organic matter in coastal waters of Crimea (the Black Sea) / T. Churilova [et al.] // *Proceedings of SPIE. Irkutsk : SPIE*, 2017. Vol. 10466 : 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 104664B. doi:10.1117/12.2288339
11. Phenology and drivers of the winter–spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup’s hypothesis and its refinements / A. S. Mikaelyan [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2017. Vol. 151. P. 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006>
12. *Финенко З. З., Мансурова И. М., Суслин В. В.* Временная динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое Черного моря по данным спутниковых наблюдений // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 3. С. 416–427. EDN NEKDHS. doi:10.31857/S0030157422030042
13. *Маньковский В. И.* Цветовые характеристики вод и их корреляции с относительной прозрачностью // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 5. С. 679–682. EDN ZMDPIL. doi:10.7868/S003015741705001X
14. *Маньковский В. И.* Влияние состава взвеси на глубину видимости белого диска // *Оптика атмосферы и океана*. 2019. Т. 32, № 1. С. 24–28. EDN YTYPTV. doi:10.15372/AOO20190104
15. *Маньковский В. И., Гринченко Д. В.* Взвешенное вещество и его состав по данным о рассеянии света на макрополигоне в северной части тропической зоны Атлантического океана // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 3. С. 254–266. EDN SJYVPR. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-254-266
16. Оптические характеристики прибрежных вод и атмосферы в районе Южного берега Крыма в конце летнего сезона 2008 года / В. И. Маньковский [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 3. С. 52–74. EDN TMJWNT.
17. *Woźniak S. B., Darecki M., Sagan S.* Empirical formulas for estimating backscattering and absorption coefficients in complex waters from remote-sensing reflectance spectra and examples of their application // *Sensors*. 2019. Vol. 19, iss. 18. P. 4043. doi:10.3390/s19184043
18. *Morel A., Prieur L.* Analysis of variations in ocean color // *Limnology and Oceanography*. 1977. Vol. 22, iss. 4. P. 709–722. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>

Об авторах:

Корчемкина Елена Николаевна, старший научный сотрудник, отдел оптики и биофизики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0526-4083**, **WoS ResearcherID: I-1595-2015**, **Scopus Author ID: 23004799100**, **SPIN-код: 9973-4657**, korchemkina@mhi-ras.ru

Маньковская Екатерина Викторовна, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4086-1687**, **Scopus Author ID: 57192647961**, **WoS ResearcherID: AAB-5303-2019**, **SPIN-код: 2453-9943**, emankovskaya@mhi-ras.ru

Междесятилетняя изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора, обуславливающая аномалии поверхностной температуры Черного, Баренцева и Норвежского морей

А. А. Сизов, Т. М. Баянкина , В. Л. Посошков, **А. В. Юровский**

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 bayankina_t@mail.ru

Поступила в редакцию 28.03.2022; одобрена после рецензирования 29.06.2022;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – оценка междесятилетней изменчивости зимних гидрометеорологических полей в Атлантико-Европейском секторе в разные фазы индексов Арктического и Североатлантического колебаний.

Методы и результаты. Анализировались структура положительных (отрицательных) аномалий высоты геопотенциала по композитным картам аномалии высоты геопотенциала на уровнях H_{1000} и H_{50} , индекс Североатлантического колебания по данным из архива Центра прогнозирования климата, аномалии поверхностной температуры моря по данным из Японского центра океанографических данных в десятилетие отрицательных и десятилетие положительных значений индексов Арктического и Североатлантического колебания. В десятилетие положительных значений этих индексов усиливаются Азорский антициклон и Исландский циклон, а Сибирский антициклон ослабевает. В десятилетие отрицательных значений, наоборот, усиливается Сибирский антициклон, а Азорский антициклон и Исландский циклон ослабевают. Циркуляция атмосферы в Атлантико-Европейском секторе в субрегионе Западной Европы формируется под влиянием атлантических воздушных масс, а в субрегионе Восточной Европы – под влиянием Азорского антициклона и отрога Сибирского антициклона. В десятилетие положительной фазы Арктического и Североатлантического колебания поверхностная температура Черного моря становится ниже климатической нормы, а Баренцева и Норвежского морей – выше. В десятилетие отрицательной фазы Арктического и Североатлантического колебания поверхностная температура Черного моря становится выше, а Баренцева и Норвежского морей – ниже.

Выводы. Междесятилетняя изменчивость интенсивности полярного вихря в разные фазы Арктического колебания влияет на перераспределение массы атмосферы между центром полярного вихря и его границами. Следствием этого является усиление (ослабление) Азорского, Сибирского и Исландского центров действия атмосферы и формирование междесятилетней изменчивости циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском секторе. В результате формируются барические структуры в субрегионах Атлантико-Европейского сектора, обуславливающие аномалии приземной температуры воздуха и поверхностной температуры морей с противоположными знаками.

Ключевые слова: Северная Атлантика, гидрометеорологические параметры, Черное море, Баренцево море, Норвежское море, аномалия температуры, геопотенциал, Североатлантическое колебание, Арктическое колебание, междесятилетняя изменчивость

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме FNNN-2024-0014 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах». Авторы выражают благодарность Е. И. Дячкиной за помощь в подборе литературы.

© Сизов А. А., Баянкина Т. М., Посошков В. Л., Юровский А. В., 2024

Для цитирования: Междесятилетняя изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора, обуславливающая аномалии поверхностной температуры Черного, Баренцева и Норвежского морей / А. А. Сизов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 21–36. EDN IJKOHT.

Original article

Interdecadal Variability of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Atlantic-European Sector Conditioning Surface Temperature Anomalies in the Black, Barents and Norwegian Seas

A. A. Sizov, T. M. Bayankina ✉, V. L. Pososhkov, A. V. Yurovskiy

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

✉ bayankina_t@mail.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at analyzing and assessing the interdecadal variability of winter hydro-meteorological fields in the Atlantic-European sector during different phases of the Arctic and North Atlantic Oscillations indices.

Methods and Results. The structure of positive (negative) anomalies of the geopotential height was analyzed based on the composite maps of geopotential height anomalies at levels H_{1000} and H_{50} , the North Atlantic Oscillation index was scrutinized using the data from the Climate Prediction Center archives, the sea surface temperature anomalies were surveyed applying the information from the Japan Oceanographic Data Center. The researches covered two periods: a decade of negative and a decade of positive values of the Arctic and North Atlantic Oscillations indices. During a decade of positive values of these indices, the Azores anticyclone and the Icelandic cyclone are intensified, while the Siberian anticyclone weakens. And, on the contrary, during a decade of negative values, the Siberian anticyclone strengthens, while the Azores anticyclone and the Icelandic cyclone wane. Atmospheric circulation in the Atlantic-European sector (the Western Europe subregion) is formed being affected by the Atlantic air masses, and in the Eastern Europe subregion – by the Azores anticyclone and the Siberian anticyclone spur. During a decade of positive phase of the Arctic and North Atlantic Oscillations, the Black Sea surface temperature decreases and becomes lower than the climatic normal, whereas that of the Barents and Norwegian seas – higher. During a decade of negative phase of the Arctic and North Atlantic Oscillations, the surface temperature of the Black Sea becomes higher, and that of the Barents and Norwegian seas – lower.

Conclusions. During different phases of the Arctic Oscillation, interdecadal variability in the polar vortex intensity affects the redistribution of atmospheric mass between the center of a polar vortex and its boundaries. The consequence of this phenomenon consists in strengthening (weakening) of the Azores, Siberian and Icelandic centers of atmospheric action as well as formation of the interdecadal variability of atmospheric circulation in the Atlantic-European sector. As a result, the pressure structures conditioning the anomalies in surface air and sea surface temperatures with opposite signs are formed in the subregions of the Atlantic-European sector.

Keywords: North Atlantic, hydrometeorological parameters, Black Sea, Barents Sea, Norwegian Sea, temperature anomaly, geopotential, North Atlantic Oscillation, Arctic Oscillation, interdecadal variability

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment on theme FNNN-2024-0014 “Fundamental research of interaction processes in the ocean-atmosphere system which form variability of physical state of marine environment on different spatial-temporal scales”. The authors are grateful to E. I. Dyachkina for her assistance in selecting scientific literature.

For citation: Sizov, A.A., Bayankina, T.M., Pososhkov, V.L. and Yurovskiy, A.V., 2024. Interdecadal Variability of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Atlantic-European Sector Conditioning Surface Temperature Anomalies in the Black, Barents and Norwegian Seas. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 18-32.

Введение

Основными характеристиками атмосферной циркуляции, влияющими на погодные условия в Северной Европе, являются Североатлантическое колебание (САК) и Арктическое колебание (АК). САК и АК регулируют интенсивность циклонической и антициклонической деятельности в Северной Атлантике и Европе [1].

В исследованиях [2, 3] отмечается, что АК участвует в перераспределении атмосферной массы между Арктикой и средними широтами от поверхности земли до нижней стратосферы и имеет тесные связи с САК. Коэффициент корреляции между САК и АК равен 0,95 [3]. Характерной чертой отрицательной фазы АК является высокое атмосферное давление над полярными районами и низкое давление в средних широтах (около 45° с. ш.). При положительном значении индекса АК – картина противоположная [4–7]. В работе [5] показано, что АК является доминантной модой изменчивости в поле приземного атмосферного давления и в поле геопотенциальных высот в Северном полушарии от 20° с. ш. до Северного полюса. Изменчивость атмосферных процессов характеризуется аномалиями приземного давления одного знака в Арктике и аномалиями противоположного знака в средних широтах 40°–50° с. ш.

В положительную фазу АК наблюдается положительная аномалия приземного давления на северо-востоке Азии и над Европой, а над Сибирью, Западной Арктикой и Гренландией – отрицательная. В отрицательную фазу АК наблюдается противоположное распределение аномалий приземного барического поля [5].

Годовые значения индекса САК хорошо коррелируют с температурой поверхности моря. Корреляция между зимними значениями индекса САК и аномалиями температуры воздуха в Северной Европе составляет 0,7–0,8 [8].

В [8] на основе анализа литературных источников были обобщены основные черты гидрометеорологических полей Северной Атлантики в зимние месяцы в разные фазы САК. В этой работе показано, что в Атлантико-Европейском секторе приземное давление и высота геопотенциала на уровне H_{50} в Азорском антициклоне и Исландском циклоне изменяются синфазно в разные фазы САК [8]. В положительную фазу САК Азорский антициклон усиливается, а Сибирский антициклон ослабевает. При этом аномалия приземного давления и высоты геопотенциала в Исландском циклоне отрицательная, а в Азорском антициклоне – положительная [8]. В отрицательную фазу САК процесс усиления и ослабления этих центров действия атмосферы развивается в противоположном направлении. Для региона Восточной Европы, как показано в [9, 10], это означает, что в отрицательную фазу САК усиливается влияние Сибирского антициклона на атмосферную циркуляцию¹.

Известно, что междесятилетняя изменчивость фазы индекса САК происходит в противофазе с изменчивостью поверхностной температуры Северной Атлантики (индекс АМО) [11].

Цель нашей работы заключается в исследовании роли АК как проявления полярного вихря в формировании междесятилетней изменчивости индекса САК и аномалий гидрометеорологических характеристик в Атлантико-Европейском секторе.

¹ Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Москва.: Росгидромет, 2008. Т. 1 : Изменения климата. 227 с. URL: <http://climate2008.igcc.ru/v2008/htm/index00.htm> (дата обращения: 09.01.2024).

Материалы и методы

В работе анализировались средние значения гидрометеорологических характеристик за январь – март из архивов Центра прогнозирования климата (*Climat Prediction Center*) и Японского центра океанографических данных (*Japan Oceanographic Data Center*).

Из архива Центра прогнозирования климата (URL: https://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh) выбирались средние значения индекса САК, аномалий высот геопотенциала (*Monthly/Seasonal Maps and Composites: NCEP/NCAR Reanalysis and other datasets* от *NOAA Physical Sciences Laboratory*) в выделенных климатических центрах Азорского (25°–40° с. ш., 15°–45° з. д.), Сибирского (45°–55° с. ш., 85°–105° в. д.) антициклонов и Исландского циклона (60°–75° с. ш., 15°–50° з. д.). Аномалии высоты геопотенциала анализировались в приземном слое на уровнях H_{1000} и в нижней стратосфере H_{50} .

Значения поверхностной температуры в Атлантико-Европейском секторе выбирались из Японского центра океанографических данных (URL: https://ds.data.jma.go.jp/tcc/products/el_nino/cobesst/cobe-ssst.html).

Результаты и обсуждение

Исследовались гидрометеорологические процессы в Атлантико-Европейском секторе в 1950–2020 гг. в различные фазы САК. В работе [8] отмечено, что отрицательная фаза САК наблюдалась в 1960–1970 гг., а положительная фаза – в 1980–1990 гг. На рис. 1 показана межгодовая изменчивость среднего значения индекса САК за январь – март. Отрицательные средние значения индекса САК наблюдались в 1960–1970 гг., положительные – в 1980–2000 гг. (рис. 1).

Для анализа использовались осредненные по десятилетним временным интервалам значения гидрометеорологических характеристик. Это позволило показать основные различия значений этих характеристик в исследуемых субрегионах Атлантико-Европейского сектора в указанные десятилетия.

Для оценки экстремальных состояний зимней пространственной структуры гидрометеорологических полей в Атлантико-Европейском секторе была рассмотрена их изменчивость в двух десятилетних интервалах: отрицательных (1961–1970 гг.) и положительных (1991–2000 гг.) значений индекса САК. С учетом того, что значения индексов САК и АК (стратосферный полярный вихрь) в зимние месяцы положительные [7], была рассмотрена пространственная структура аномалии высоты геопотенциала у поверхности земли (H_{1000}) и в нижней стратосфере (H_{50}) на Евразийском континенте. Аномалии высоты геопотенциала на этих уровнях вычислялись относительно климатического ряда за 1991–2020 гг., они показаны на композитных картах в различные фазы САК (рис. 2).

В десятилетие отрицательных и десятилетие положительных значений индекса САК аномалии высоты геопотенциала у поверхности земли и в нижней стратосфере близки по структуре (рис. 2), что согласуется с результатами [2, 7].

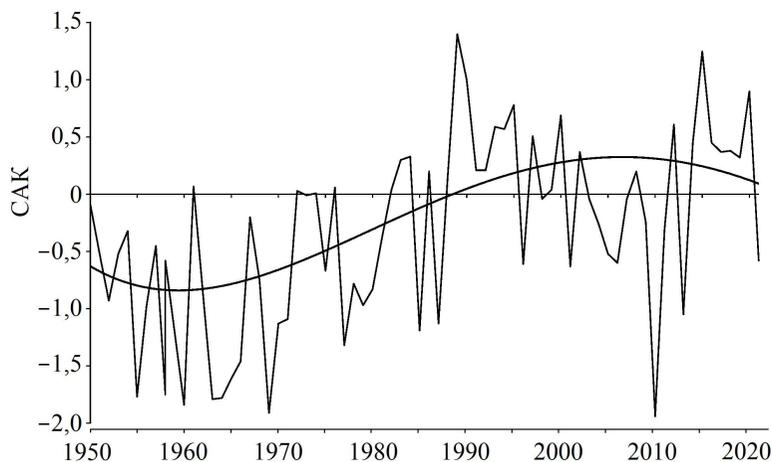


Рис. 1. Межгодовая изменчивость средних значений индекса САК за январь – март (тонкая линия) и полиномиальная линия тренда (толстая линия)

Fig. 1. Interannual variability of the NAO index average values for January – March (thin line) and polynomial trend line (thick line)

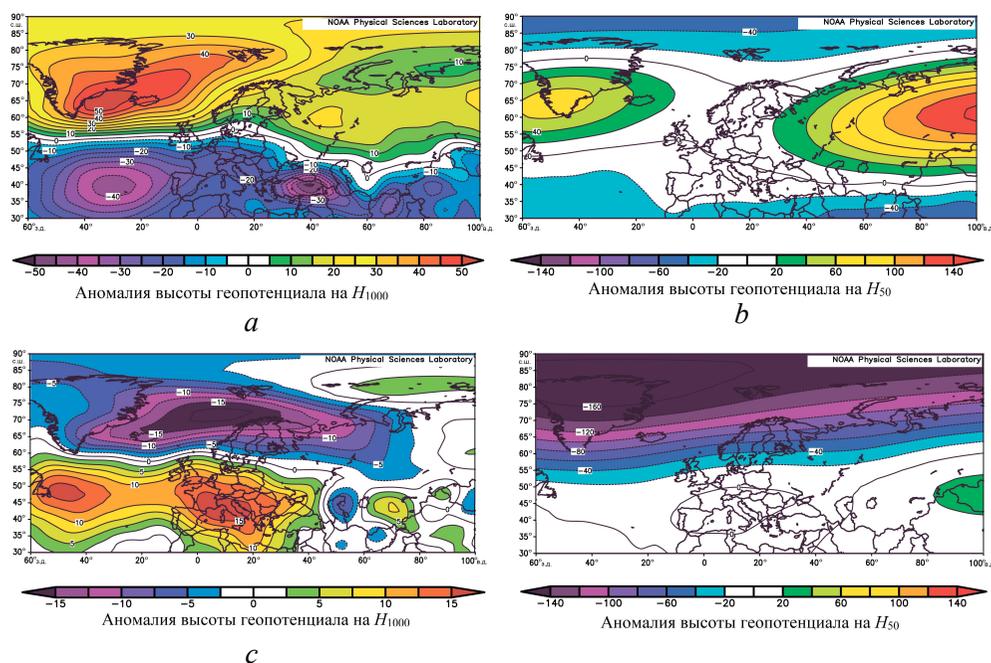


Рис. 2. Композитные карты аномалии высоты геопотенциала на H_{1000} (*a, c*), H_{50} (*b, d*) в десятилетие (1961–1970 гг.) отрицательной фазы индекса САК (*a, b*) и в десятилетие (1991–2000 гг.) его положительной фазы (*c, d*)

Fig. 2. Composite maps of the geopotential height anomalies at H_{1000} (*a, c*) and H_{50} (*b, d*) during the decade (1961–1970) of the NAO index negative phase (*a, b*) and the decade (1991–2000) of its positive phase (*c, d*)

В десятилетие отрицательных значений индекса САК (1961–1970 гг.) положительная аномалия высоты геопотенциала (H_{1000}) распространялась на всю Арктику, восток Европы и Сибири, а ее отрицательная аномалия располагалась над Центральной и Южной Европой (южнее 50° с. ш.). На рис. 2, *a* показано, что в это десятилетие сформировались две области с максимальными положительными аномалиями высоты геопотенциала в субрегионах Гренландии и Исландии (40–50 м), в районе Сибирского антициклона (20 м). Положительный максимум аномалии высоты геопотенциала над Гренландией хорошо известен как Гренландский блокинг [12]. Согласно [1] частые зимние блокинги над Северной Атлантикой наблюдаются в отрицательной фазе САК. Процесс усиления Гренландского блокинга и ослабления Исландского циклона происходит одновременно с усилением Сибирского и ослаблением Азорского антициклонов (рис. 2, *a*). В районе климатического положения Азорского антициклона отрицательная аномалия высоты геопотенциала составляла 40 м. Другая экстремальная отрицательная аномалия локализовалась вблизи юго-восточной части Черного моря и была равна 30 м.

Положительные аномалии высоты геопотенциала в субрегионах Гренландии и Сибирского антициклона хорошо выделяются в нижней стратосфере на уровне H_{50} . Особенно это заметно в субрегионе Сибирского антициклона, где положительная аномалия высоты геопотенциала H_{50} превышает соответствующую аномалию H_{1000} в 6–7 раз (рис. 2, *b*).

Показанные на рис. 2, *a*, *b* особенности распределения аномалии высоты геопотенциала позволяют сделать предварительный вывод о том, что эти аномалии хорошо выражены в атмосфере от приземного слоя до нижней стратосферы в десятилетие отрицательных значений индекса САК.

В десятилетие положительных значений индекса САК (1991–2000 гг.) усиливался Азорский антициклон (рис. 2, *c*) и в субрегионе его климатической локации (вблизи Ньюфаундленда) положительная аномалия высоты геопотенциала составляла около 10 м. Одновременно с этим на юге Центральной Европы (на севере Апеннинского полуострова) образовался второй центр Азорского антициклона с положительной аномалией высоты геопотенциала, равной 15 м. Формирование двух центров Азорского антициклона можно объяснить усилением Исландского циклона. В это десятилетие отрицательная аномалия высоты геопотенциала в Исландском антициклоне достигала 15 м (рис. 2, *c*), его барическая ложбина разделяла Азорский антициклон на два ядра. При этом Исландский циклон (рис. 2, *c*) распространял свое влияние на моря Северо-Европейского бассейна, включая Баренцево море. В нижней стратосфере (рис. 2, *d*) в высоких широтах образовался стратосферный полярный вихрь с отрицательной аномалией высоты геопотенциала 160 м.

Оценка величины аномалии высоты геопотенциала, как и все приведенные выше оценки, приближительна, поскольку она зависит от выбора климатического среднего. По этой же причине в субрегионе Азорского антициклона аномалия высоты геопотенциала была близка к нулю, а в субрегионе Сибирского антициклона – положительная аномалия составляла 20 м. В это десятилетие особенности вертикальной структуры аномалии высоты геопотенциала в Азорском, Исландском и Сибирском центрах действия атмосферы выражены слабо.

Показанное на рис. 2 распределение аномалий высоты геопотенциала в приземном слое Евроазиатского региона дает представление о том, как изменяется циркуляция атмосферы в Атлантико-Европейском секторе в десятилетие отрицательных и десятилетие положительных значений индекса САК. Соответственно, появляются изменения в пространственном распределении крупномасштабных аномалий гидрометеорологических полей.

Далее нами исследовалось пространственное распределение аномалии температуры воздуха в приземном слое атмосферы Атлантико-Европейского сектора (рис. 3).

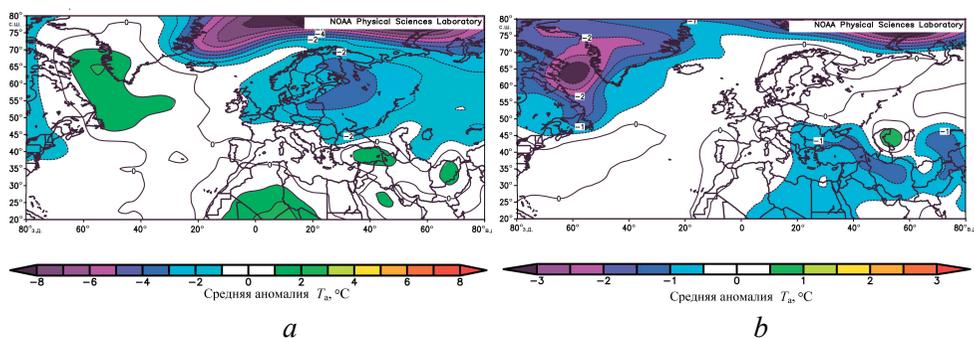


Рис. 3. Аномалия приземной температуры воздуха в Атлантико-Европейском секторе в десятилетие отрицательных (1961–1970 гг.) (a) и десятилетие положительных (1991–2000 гг.) (b) значений индекса САК

Fig. 3. Anomaly of surface air temperature in the Atlantic-European sector during the decades of negative (1961–1970) (a) and positive (1991–2000) (b) NAO index values

Распределение аномалии приземной температуры в Атлантико-Европейском секторе (рис. 3) показывает хорошую связь с распределением аномалии высоты геопотенциала (рис. 2). Заметим, что аномалия высоты геопотенциала и атмосферное давление тесно связаны [8].

В десятилетие отрицательных значений индекса САК (1961–1970 гг.) антициклоническая циркуляция приземной атмосферы, представленная положительной аномалией высоты геопотенциала на уровне H_{1000} в районе между Гренландией и Исландией, «закачивала» теплый воздух Атлантики в регион Лабрадорского моря. В этом районе сформировалась положительная аномалия приземной температуры воздуха. Это согласуется с результатами работы [13]. По восточной периферии антициклона у Гренландии и Исландии (рис. 2, a) «закачивался» арктический воздух в район Скандинавии и севера Европы, это привело к образованию отрицательной аномалии приземной температуры воздуха [13]. В субтропических широтах (рис. 3, a) циклоническая циркуляция, образовавшаяся в десятилетие отрицательных значений индекса САК, сформировала температуру воздуха в регионах Южной Европы, близкую к климатической норме.

В десятилетие положительных значений индекса САК (1991–2000 гг.) аномалия приземной температуры воздуха в Атлантико-Европейском секторе была отрицательной (рис. 3, b). При усилении «нюнфаундлендского» ядра

(рис. 2, *c*) Азорский антициклон «закачивал» в район Лабрадорского моря арктический воздух, образуя в этом районе отрицательную аномалию приземной температуры воздуха.

Западная периферия «апеннинского» ядра Азорского антициклона (рис. 2, *c*) «закачивала» атлантический воздух в высокие широты, формируя там температуру воздуха, близкую к климатической норме. Восточная периферия «апеннинского» ядра Азорского антициклона транспортировала арктический воздух в субтропические широты, формируя в этом регионе отрицательную аномалию приземной температуры воздуха (рис. 3, *b*).

Барическое поле в Западной и Восточной Европе заметно различалось в десятилетие отрицательных и десятилетие положительных значений индекса САК (рис. 2, *a, b*). Для выявления различий в структуре термобарических характеристик в европейской части были выбраны два субрегиона: западный (40° – 70° с. ш., 10° з. д. – 10° в. д.) и восточный (50° – 70° с. ш., 30° в. д. – 50° в. д.). Изменчивость приземного давления и температуры воздуха в этих субрегионах показана на рис. 4.

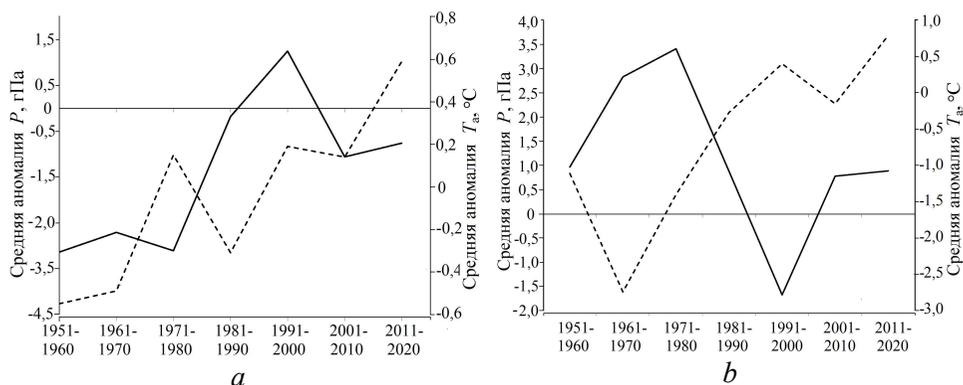


Рис. 4. Аномалии приземного давления P' (сплошная линия) и температуры воздуха T'_a (штриховая линия) в западном (*a*) и восточном (*b*) субрегионах
Fig. 4. Anomalies of surface pressure P' (solid line) and air temperature T'_a (dashed line) in the western (*a*) and eastern (*b*) subregions

Западный субрегион в десятилетие отрицательных значений индекса САК (рис. 4, *a*) находился в области отрицательной аномалии приземного давления (соответствует области отрицательной аномалии высоты геопотенциала на уровне H_{1000} на рис. 2, *a*). Восточный субрегион (рис. 4, *b*) располагался в области положительной аномалии приземного давления (соответствует области положительной аномалии высоты геопотенциала на уровне H_{1000} на рис. 2, *a*). На атмосферные процессы в этом субрегионе большое влияние оказывал отрог Сибирского антициклона.

В десятилетие положительных значений индекса САК, наоборот, западный субрегион (рис. 4, *a*) находился в области положительной аномалии приземного давления (положительная аномалия высоты геопотенциала на H_{1000}) (рис. 2, *c*), а восточный субрегион (рис. 4, *b*) – в области отрицательной аномалии приземного давления (отрицательная аномалия высоты геопотенциала на H_{1000})

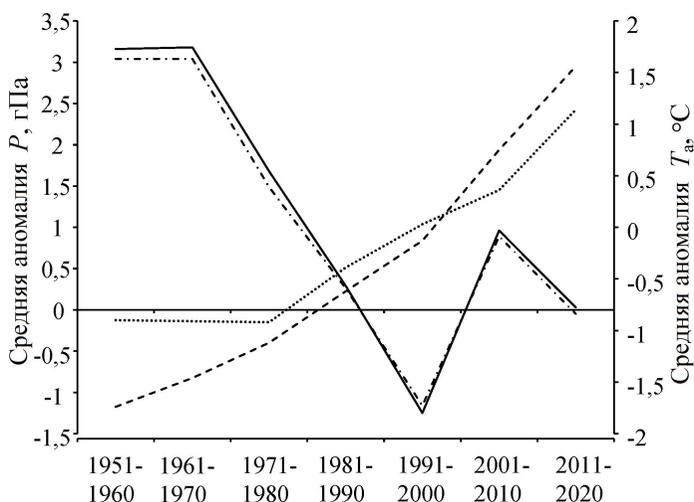
(рис. 2, *c*). Поэтому можно сказать, что междесятилетняя изменчивость аномалии приземного давления в этих субрегионах происходила в противофазе.

Междесятилетняя изменчивость аномалии температуры воздуха в западном и восточном субрегионах отражает особенности теплового влияния Северной Атлантики на Евразийский континент. В западном субрегионе (рис. 4, *a*) она определялась изменчивостью аномалии поверхностной температуры Северной Атлантики (индекс АМО [14]), а в восточном субрегионе (рис. 4, *b*) находилась под влиянием процессов, определяемых Азорским антициклоном и отрогом Сибирского антициклона.

В десятилетие отрицательных значений индекса САК (рис. 4, *b*) при ослаблении Азорского и усилении Сибирского антициклона во время вторжения арктического воздуха образовалась отрицательная аномалия температуры воздуха.

В десятилетие положительных значений индекса САК (рис. 4, *b*) наблюдался противоположный процесс: усиление Азорского и ослабление Сибирского антициклона создавало в восточном субрегионе положительную аномалию температуры воздуха.

Приземное термобарическое поле в Атлантико-Европейском секторе проявлялось в аномалиях приземного давления и температуры воздуха в субрегионах Черного моря и морей Северо-Европейского бассейна. Междесятилетняя изменчивость зимней аномалии этих характеристик в Норвежском и Баренцевом морях показана на рис. 5.



Р и с. 5. Междесятилетняя изменчивость аномалии атмосферного давления P в Баренцевом (штрихпунктирная линия) и Норвежском (сплошная линия) морях и аномалии приземной температуры воздуха в регионах Баренцева (пунктирная линия) и Норвежского (штриховая линия) морей

F i g. 5. Interdecadal variability of the atmospheric pressure anomaly P in the Barents (dash-dotted line) and Norwegian (solid line) seas and the surface air temperature anomalies in the regions of the Barents (dotted line) and Norwegian (dashed line) seas

В отрицательную фазу АК и САК (1950–1970 гг.) отмечалась положительная аномалия приземного давления при развитии Гренландском блокинге [7]. В эти годы над акваториями Норвежского и Баренцева морей преобладали антициклонические условия циркуляции атмосферы, для которых характерны низкие температуры воздуха (рис. 5).

В десятилетия положительной фазы АК и САК (1981–2020 гг.) в регионе этих морей преобладала отрицательная аномалия приземного давления, при которой создавались циклонические условия циркуляции атмосферы, поддерживающие положительную аномалию приземной температуры воздуха. Корреляция аномалий приземного давления и температуры воздуха в регионе Норвежского и Баренцева морей значима и равна $-0,68$.

Формирование аномалии температуры поверхности морей происходило с участием атлантической водной массы, приносимой в регион Норвежским течением. Поэтому междесятилетняя изменчивость аномалии температуры поверхности Норвежского и Баренцева морей во многом определялась соответствующей изменчивостью индекса АМО (средняя аномалия температуры поверхности Северной Атлантики за январь – март).

Для оценки междесятилетней изменчивости аномалии температуры поверхности моря использовался аналог индекса АМО – средняя аномалия температуры поверхности Северной Атлантики за январь – март. Акватория, по которой определялась эта аномалия, ограничивалась координатами 30° – 60° с. ш., 10° – 55° з. д. (рис. 6).

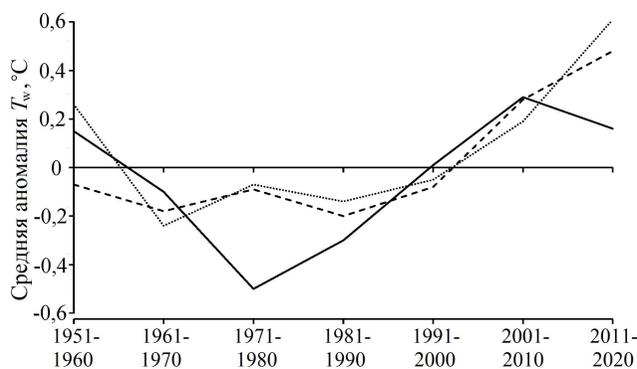


Рис. 6. Междесятилетняя изменчивость аномалии температуры поверхности Северной Атлантики (сплошная линия) и температура поверхности Норвежского (штриховая линия) и Баренцева (пунктирная линия) морей

Fig. 6. Interdecadal variability of surface temperature anomaly of the North Atlantic (solid line) and surface temperature of the Norwegian (dashed line) and Barents (dotted line) seas

Поверхностная температура Северной Атлантики была ниже климатической нормы в 1960–1990 гг. и выше климатической нормы в 1950 и 2000–2020 гг. (рис. 6). В эти же десятилетия наблюдались соответствующие аномалии температуры поверхности Норвежского и Баренцева морей. Коэффициент корреляции аномалии температуры поверхности этих морей и аномалии температуры поверхности Северной Атлантики значим и равен $0,64$. Можно пред-

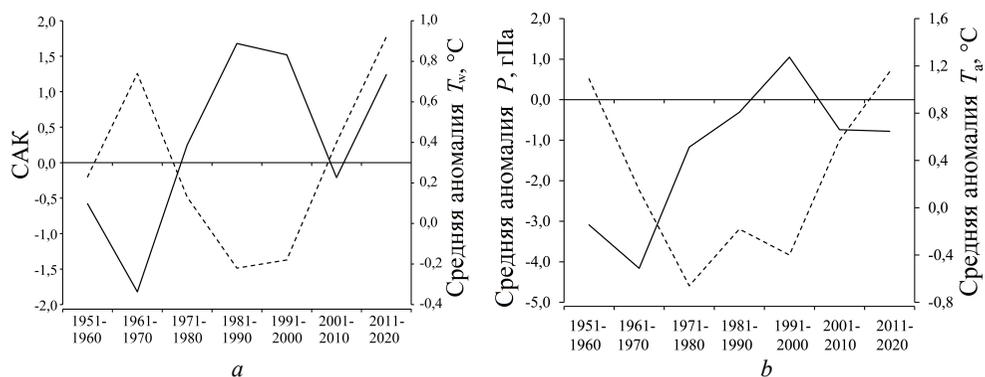
положить, что междесятилетняя изменчивость температуры поверхности Норвежского и Баренцева морей определялась в основном соответствующей изменчивостью температуры поверхности Северной Атлантики.

В десятилетие отрицательных значений индекса САК (1961–1970 гг.) регионы Норвежского и Баренцева морей характеризовались аномально высоким, а регион Черного моря – аномально низким приземным давлением. Такая же противофазность в распределении аномалии приземного давления наблюдалась в десятилетие положительных значений индекса САК (1991–2000 гг.).

Отличие региона Черного моря от регионов Норвежского и Баренцева морей состоит в том, что изменение аномалии температуры поверхности атлантических вод не оказывает прямого воздействия на формирование температуры поверхности Черного моря [15]. Основной вклад в формирование аномалий приземной температуры и температуры поверхности Черного моря дает циркуляция атмосферы.

В десятилетие отрицательных значений индекса САК в регионе Черного моря преобладала циклоническая циркуляция атмосферы, а в десятилетие положительных значений индекса САК – антициклоническая [15].

Междесятилетняя изменчивость приземной температуры воздуха, температуры поверхности моря и атмосферного давления в Черном море показана на рис. 7. Циркуляция атмосферы на этом рисунке представлена индексом САК.



Р и с. 7. Междесятилетняя изменчивость индекса САК (сплошная линия) и аномалии температуры поверхности моря T_w (штриховая линия) (а), приземного давления (сплошная линия) и приземной температуры воздуха T_a (штриховая линия) (б) Черного моря

F i g. 7. Interdecadal variability of the NAO index (solid line) and the anomalies of sea surface temperature (dashed line) (a), surface pressure (solid line) and surface air temperature (dashed line) (b) of the Black Sea

На рис. 7 видно, что междесятилетняя изменчивость аномалии приземного давления в регионе Черного моря согласуется с изменчивостью индекса САК. Коэффициент корреляции между САК и атмосферным давлением равен 0,90. Соответственно, в десятилетие отрицательных значений индекса САК (1961–1970 гг.) в регионе преобладали циклонические условия циркуляции атмосферы, температура поверхности моря была выше климатической нормы. В десятилетие положительных значений индекса САК (1980–2000 гг.) в регионе

преобладали антициклонические условия циркуляции атмосферы, температура поверхности моря была ниже климатической нормы.

Междесятилетняя изменчивость приземной температуры воздуха соответствует изменчивости аномалии температуры поверхности моря с коэффициентом корреляции 0,64. Однако отрицательные значения аномалии приземной температуры в десятилетия 1971–1980 гг. и 1991–2000 гг. подтверждают, что приземная температура воздуха в регионе Черного моря формируется под влиянием вторжения арктического воздуха.

Крупномасштабная перестройка циркуляции атмосферы, определяемая индексами АК и САК, формирует основные особенности структуры приземного барического поля в Атлантико-Европейском секторе. Взаимное влияние Азорского и отрога Сибирского антициклонов на барические поля этих субрегионов хорошо просматривается в корреляционных связях (таблица).

Коэффициент корреляции между индексом САК и аномалией приземного давления, гПа, в западном и восточном субрегионах Европы
Correlation coefficient between the NAO index and the surface pressure anomaly, hPa, in the western and eastern subregions of Europe

Параметр / Parameter	$P'_з$	$P'_в$
САК	0,78	-0,73
$P'_з$	–	-0,79
$P'_в$	-0,79	–

Примечание: $P'_з$ – аномалия приземного давления в западном субрегионе Европы; $P'_в$ – аномалия приземного давления в восточном субрегионе Европы.

Note: P'_w is surface pressure anomaly in the western subregion of Europe; P'_e – surface pressure anomaly in the eastern subregion of Europe.

Приземное давление в западном субрегионе изменяется в фазе с индексом САК, а в восточном – находится в противофазе. Соответственно, приземное давление в западном субрегионе выше климатического значения в десятилетие положительных значений САК и ниже – в десятилетие его отрицательных значений, а в восточном – наоборот.

Поэтому целесообразно рассмотреть пространственную структуру с использованием композитных карт аномалии температуры поверхности Норвежского, Баренцева и Черного морей в десятилетие отрицательных (1961–1970 гг.) и десятилетие положительных (1991–2000 гг.) значений индекса САК (рис. 8–10). На рис. 8 представлены значения аномалии температуры поверхности Норвежского моря в различные фазы САК, осредненные за январь – март.

В десятилетие отрицательных значений индекса САК (рис. 8, а) положительная аномалия температуры поверхности в Норвежском море фиксировалась в его южной части, приблизительно в районе локализации Норвежского течения. Отрицательная аномалия температуры поверхности наблюдалась в северной части моря, в районе локализации Норвежского и Лофотенского круговоротов.

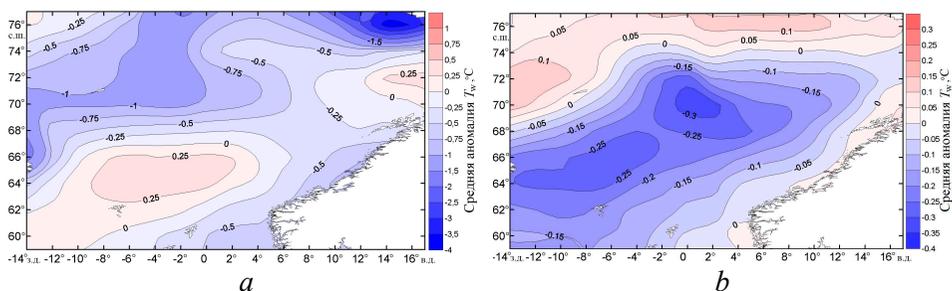


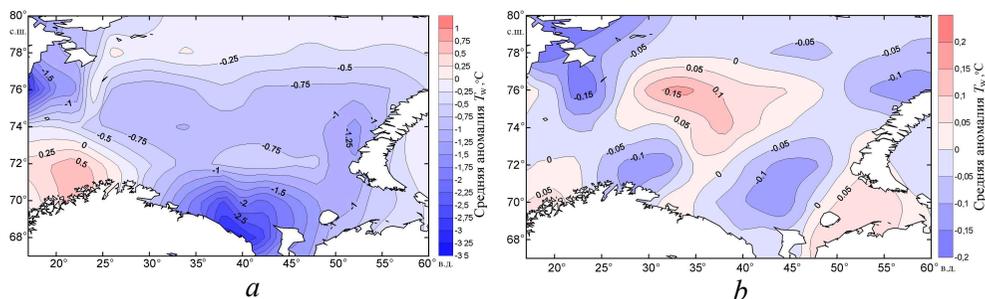
Рис. 8. Аномалия температуры поверхности в Норвежском море в десятилетие отрицательных (а) и десятилетие положительных (б) значений индекса САК

Fig. 8. Surface temperature anomaly in the Norwegian Sea during the decades of negative (a) and positive (b) values of the NAO index

В десятилетие положительных значений индекса САК (рис. 8, б) положительная аномалия температуры сместилась на север Норвежского моря, а отрицательная – на юг моря в районе Норвежского течения. Одной из причин смены знака аномалии температуры поверхности в Норвежском течении могло быть увеличение поступления атлантической воды через Фареро-Шетландский пролив в Полярный бассейн в годы отрицательных значений индекса САК [16, 17]. Одновременно увеличивался приток атлантических вод в Норвежское море через Исландско-Фарерский порог и Датский пролив [18]. Схема течений в Норвежском море [18] позволяет предположить, что ветвь Норвежского течения порождала в Норвежской и Лофотенской котловинах циклонические и антициклонические круговороты в годы отрицательных значений индекса САК. Это могло быть причиной увеличения отрицательной аномалии температуры поверхности в Норвежской котловине и ее уменьшения в Лофотенской котловине (рис. 8, а). Ослабление притока атлантических вод в Норвежское море, которое характерно для десятилетия положительных значений индекса САК [16, 17], могло быть причиной смены знака круговоротов в Норвежской и Лофотенской котловинах, в результате чего менялся знак аномалии температуры поверхности в этих районах (рис. 8, б).

В Баренцевом море в десятилетие отрицательных значений индекса САК (рис. 9, а) наблюдалась отрицательная аномалия температуры поверхности моря, при этом максимально холодные воды располагались в его южном и восточном районах. В десятилетие положительных значений индекса САК более холодные воды занимали восточную и западную периферии моря, а более теплые воды – центральную часть Баренцева моря (рис. 9, б).

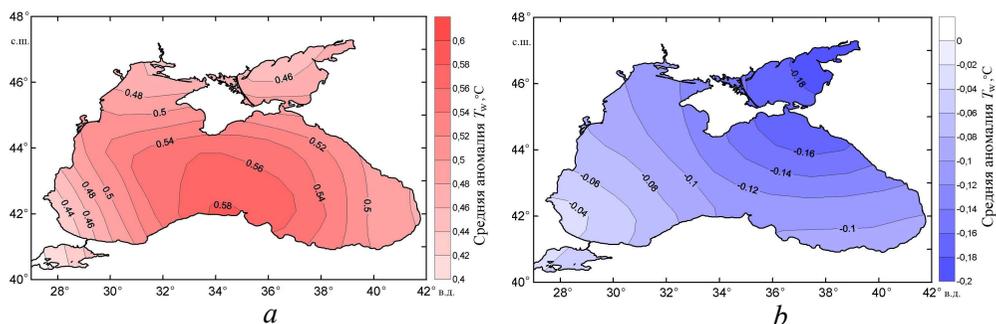
Можно предполагать, что и в этом случае локализация областей с более теплой и более холодной водой определялась существованием антициклонического и циклонического круговоротов в районе Баренцева моря. Известно, например, что в восточной части Баренцева моря происходит трансформация термохалинных характеристик водных масс [19]. В результате этого формируется водная масса с компонентами фрамовской и баренцевоморской ветвей атлантической воды [20].



Р и с. 9. Аномалия температуры поверхности Баренцева моря в десятилетие отрицательных (а) и десятилетие положительных (b) значений индекса САК

Fig. 9. Surface temperature anomaly in the Barents Sea during the decades of negative (a) and positive (b) values of the NAO index

Пространственное распределение аномалии температуры поверхности Черного моря в десятилетие отрицательных и десятилетие положительных значений индекса САК показаны на рис. 10.



Р и с. 10. Аномалия температуры поверхности Черного моря в десятилетие отрицательных (а) и десятилетие положительных (b) значений индекса САК

Fig. 10. Surface temperature anomaly of the Black Sea during the decades of negative (a) and positive (b) values of the NAO index

Температура поверхности Черного моря выше климатической нормы в годы отрицательных значений индекса САК и циклонической циркуляции атмосферы (рис. 10, а) и ниже климатической нормы в годы положительных значений индекса САК при антициклонической циркуляции (рис. 10, b), что согласуется с результатами работы [15].

З а к л ю ч е н и е

1. Междесятилетняя изменчивость зимних гидрометеорологических характеристик в Атлантико-Европейском секторе регулируется атмосферной циркуляцией, крупномасштабная флуктуация которой формируется в значительной степени динамикой полярного вихря.

2. В зависимости от стадии развития полярного вихря (фазы АК) происходит усиление или ослабление Азорского, Сибирского и Исландского центров действия атмосферы.

3. В Атлантико-Европейском секторе формируются локальные регионы с различающимися характеристиками циркуляции атмосферы, создающие в субрегионах Европы и морей Северно-Европейского бассейна соответствующие аномалии приземного давления, температуры воздуха и поверхностной температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hurrell J. W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. Vol. 269, iss. 5224. P. 676–679. <http://dx.doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
2. *Thompson D. W. J., 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. doi:10.1029/98GL00950
3. *Deser C.* On the teleconnectivity of the “Arctic Oscillation” // *Geophysical Research Letters*. 2000. Vol. 27, iss. 6. P. 779–782. <https://doi.org/10.1029/1999GL010945>
4. Interannual variability in the stratospheric-tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM / A. Kitoh [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 1996. Vol. 23, iss. 5. P. 543–546. <https://doi.org/10.1029/96GL00158>
5. *Overland J. E., Adams J. M., Bond N. A.* Decadal variability of the aleutian low and its relation to high-latitude circulation // *Journal of Climate*. 1999. Vol. 12, iss. 5. P. 1542–1548. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1542:DVOTAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1542:DVOTAL>2.0.CO;2)
6. *Greatbatch R. J.* The North Atlantic Oscillation // *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 2000. Vol. 14, iss. 4–5. P. 213–242. <https://doi.org/10.1007/s004770000047>
7. North Atlantic Oscillation – concepts and studies / H. Wanner [et al.] // *Surveys in Geophysics*. 2001. Vol. 22, iss. 4. P. 321–381. <https://doi.org/10.1023/A:1014217317898>
8. *Нестеров Е. С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. Москва : Триада, ЛТД, 2013. 144 с.
9. *Попова В. В., Шмакин А. Б.* Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2003. № 5. С. 62–74. EDN PROROR.
10. *Семенов Е. К., Соколихина Н. Н., Тудрий К. О.* Теплая зима в российской Арктике и аномальные холода в Европе // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 9. С. 43–54. EDN RBPMTZ.
11. *Семенов В. А., Черенкова Е. А.* Оценка влияния атлантической мультидекадной осцилляции на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в Атлантическом секторе в летний сезон // *Доклады Академии наук*. 2018. Т. 478, № 6. С. 697–701. EDN YSJIFC. doi:10.7868/S0869565218060178
12. Climatological features of blocking highs from the perspective of air mass and mass transport / Y. Li [et al.] // *International Journal of Climatology*. 2020. Vol. 40, iss. 2. P. 782–794. <https://doi.org/10.1002/joc.6238>
13. *Van Loon H., Rogers J. C.* The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part 1: Greenland description // *Monthly Weather Review*. 1978. Vol. 106, iss. 3. P. 296–310. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1978\)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2)
14. *Enfield D. B., Mestas-Nuñez A. M., Trimble P. J.* The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, iss. 10. P. 2077–2080. doi:10.1029/2000GL012745
15. Процессы, определяющие синхронную междесятилетнюю изменчивость поверхностной температуры Баренцева и Черного морей / А. А. Сизов [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 3. С. 276–290. EDN CTGFFS. doi:10.22449/0233-7584-2022-3-276-290

16. Северо-атлантическое колебание – доминирующий фактор изменчивости циркуляционных океанических систем Северной Атлантики / Г. С. Дворянинов [и др.] // Доклады Академии наук. 2016. Т. 466, № 3. С. 345–349. EDN VHVLJF. doi:10.7868/S0869565216030208
17. Михайлова Н. В., Баянкина Т. М., Сизов А. А. Два режима взаимодействия атмосферы и океана в Атлантическом секторе Арктического бассейна // Океанология. 2021. Т. 61, № 4. С. 509–516. EDN NAAGFV. doi:10.31857/S0030157421030096
18. Hughes S. L., Holliday N. P., Gaillard F. Variability in the ICES/NAFO region between 1950 and 2009: observations from the ICES Report on Ocean Climate // ICES Journal of Marine Science. 2012. Vol. 69, iss. 5. P. 706–719. doi:10.1093/icesjms/fss044
19. Основные результаты океанологических исследований Северного Ледовитого океана в последнее десятилетие / И. М. Ашик [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 42–56. EDN TXNZVN
20. Иванов В. В., Аксенов Е. О. Трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1(95). С. 72–87. EDN QIKULT.

Об авторах:

Сизов Анатолий Александрович, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 7443-9446**, **WOS ResearcherID: S-1481-2019**, **ORCID ID: 0000-0001-9055-4768**, sizov_anatoliy@mail.ru

Баянкина Татьяна Михайловна, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 1066-7128**, **WoS ResearcherID: G-2535-2019**, **ORCID ID: 0000-0002-7394-7110**, bayankina_t@mail.ru

Посошков Владимир Леонидович, научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7634-9828**, **ORCID ID: 0000-0002-3891-2772**, vla_po@mail.ru

Юровский Александр Васильевич, научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ResearcherID: S-1551-2019**, a_yurovsky@mail.ru

Формирование крупных аномалий термического состояния вод на западном и восточном шельфах острова Сахалин

Т. А. Шатилина¹, В. В. Мороз^{2, ✉}, Г. Ш. Цициашвили³,
Т. В. Радченкова³

¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО), Владивосток, Россия*

² *Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*

³ *Институт прикладной математики Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*

✉ moroz@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 23.06.2023; одобрена после рецензирования 25.07.2023; принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – определить механизмы формирования крупных аномалий термического состояния вод западного и восточного шельфов острова Сахалин в весенне-летний период под воздействием атмосферных процессов.

Методы и результаты. По данным наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях Росгидромета за 1980–2021 гг. проведены изучение и оценка многолетнего хода термического режима вод в период с мая по август в промысловых районах западного и восточного шельфов острова Сахалин. Выявлены флуктуации среднемесячного термического состояния акваторий. С применением метода анализа по критериям определены годы, в которые формировались крупные положительные и отрицательные аномалии состояния термического режима. Выявлено превышение частоты появления крупных отрицательных аномалий над частотой появления положительных в течение последних четырех десятилетий. Установлено, что механизмы формирования крупных аномалий обусловлены региональными особенностями атмосферной циркуляции – аномальными изменениями развития и распространения центров действия атмосферы (летней дальневосточной депрессии, Охотского антициклона, Гавайского максимума). Определены причинно-следственные связи.

Выводы. Формирование крупных аномалий состояния термического режима вод в прибрежных районах острова Сахалин определяется аномальными изменениями в структуре барических полей региональных центров действия атмосферы, изменениями локального воздействия.

Ключевые слова: шельф Сахалина, крупные температурные аномалии, термический режим, динамика вод, Японское море, Охотское море, центры действия атмосферы

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН по теме № 0211-2021-0008, № государственной регистрации 121021700346-7, и в рамках государственного задания ИПМ ДВО РАН № государственной регистрации 075-01290-23-00. Авторы выражают благодарность разработчикам за возможность использования данных, размещенных на сайтах глобальной метеорологической сети и *JMA*, а также рецензенту за высказанные полезные замечания.

Для цитирования: Формирование крупных аномалий термического состояния вод на западном и восточном шельфах острова Сахалин / Т. А. Шатилина [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 37–50. EDN DXWOOB.

Original article

Formation of Large Anomalies in the Thermal Conditions of Waters on the Western and Eastern Shelf of the Sakhalin Island

T. A. Shatilina¹, V. V. Moroz², ✉, G. Sh. Tsitsiashvili³,
T. V. Radchenkova³

¹ Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,
Pacific Branch of FSBSI VNIRO (TINRO), Vladivostok, Russia

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

³ Institute of Applied Mathematics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia

✉ moroz@poi.dvo.ru

Abstract

Purpose. The study is aimed at identifying the mechanisms forming large anomalies in the water thermal conditions on the western and eastern shelf of the Sakhalin Island being impacted by the atmospheric processes in spring-summer periods.

Methods and Results. The data of coastal observation stations performed by the Hydrometeorological Centre of Russia in 1980–2021 permitted to study and assess the multi-year variability of water thermal regime in the fishery regions on the western and eastern Sakhalin shelf from May to August. The extreme fluctuations of monthly average thermal conditions of the water areas were revealed. The years known for formation of large negative and positive anomalies in the water thermal conditions were determined using the criterion analysis method. The fact that frequency of arising of large negative anomalies exceeds that of large positive ones was found. It was established that the mechanisms forming large anomalies were conditioned by the regional features of atmosphere circulation, i. e. by the abnormal changes in development and spreading of the atmosphere action centers (summer Far East depression, Okhotsk anticyclone and Hawaiian maximum). The cause-effect relations were determined.

Conclusions. In the Sakhalin Island coastal regions, formation of large anomalies in the water thermal regime is conditioned by the abnormal changes of the baric fields' structures in the regional centers of atmosphere action, as well as by the changes in their local impact.

Keywords: Sakhalin Island shelf, large temperature anomalies, thermal regime, water dynamics, Sea of Japan, Sea of Okhotsk, atmosphere action centers

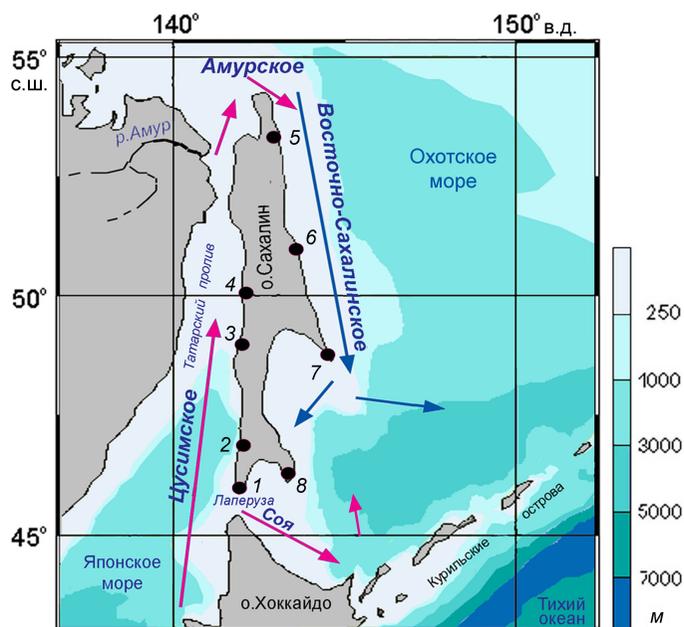
Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment of POI FEB RAS on theme No. 0211-2021-0008, state registration No. 121021700346-7, and state assignment of IAM FEB RAS No. 0075-01290-23-00. The authors are thankful to the software developers for the opportunity of using the data posted on the Global Meteorological Network and *JMA* websites, as well as to the reviewer for useful comments.

For citation: Shatilina, T.A., Moroz, V.V., Tsitsiashvili, G.Sh. and Radchenkova, T.V., 2024. Formation of Large Anomalies in the Thermal Conditions of Waters on the Western and Eastern Shelf of the Sakhalin Island. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 33-45.

Введение

В настоящее время в связи с увеличением повторяемости крупных аномалий гидрометеорологических явлений на фоне глобального потепления климата большое внимание уделяется анализу этих аномалий [1–4].

В данной работе предметом изучения являются особенности формирования крупных аномалий состояния термического режима вод в районах западного и восточного побережий о. Сахалин в летний период. Рассматриваемые акватории (рис. 1) вследствие значительной протяженности острова с юга на север (около 1000 км между 46° с. ш. и 55° с. ш.) отличаются сложными гидрологическими условиями. В состав комплекса факторов, определяющих особенности гидрологического режима района, входит наличие вод различного происхождения, омывающих западное и восточное побережья острова (соответственно теплые япономорские воды Цусимского течения и холодные охотоморские воды Восточно-Сахалинского течения), перераспределение этих вод системой прибрежных течений в условиях изрезанной береговой черты, а также муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров [5].



Р и с. 1. Район исследований. Расположение гидрометеорологических станций (ГМС): 1 – м. Крильон, 2 – Холмск, 3 – Углегорск, 4 – Пильво, 5 – Одопту, 6 – Комрво, 7 – м. Терпениа, 8 – Новиково

Fig. 1. Region under study. Location of the hydrometeorological stations (HMS): 1 – Cape Krilyon, 2 – Holmsk, 3 – Uglegorsk, 4 – Pilvo, 5 – Odoptu, 6 – Komrvo, 7 – Cape Terpeniya, 8 – Novikovo

При этом приостровные акватории о. Сахалин являются важными промысловыми районами дальневосточных морей с многочисленными объектами промысла. Это районы высокой биологической продуктивности, районы воспроизводства горбуши, составляющей основу промысла азиатских лососе-

сей. Их жизненный цикл в значительной степени определяется таким важным фактором, как термические условия. Однако аномально низкие температуры в устье рек при скате молоди (май – июнь) могут привести к ее гибели, а экстремально высокий температурный фон у побережья негативно отражается на миграции и нересте (июль – август). Формирование в отдельные годы аномально холодных или теплых термических условий приводит к смещению районов промысла, что вызывает трудности промыслового прогнозирования [6, 7]. В связи с этим особое значение приобретает изучение причинно-следственных связей и факторов, влияющих на формирование аномальных термических условий на данных акваториях.

В последние десятилетия в ряде районов Японского и Охотского морей проведены оценки зависимости между изменчивостью термических режимов в летний промысловый период и интенсивностью развития региональных центров действия атмосферы (ЦДА), выявлена их взаимосвязь. Показаны различия изменчивости барических полей в аномальные по термическому режиму годы [8, 9]. Предложены подходы для выделения предшествующих барических структур, влияющих на формирование аномальных состояний термических режимов вод [10].

Вместе с тем в районах япономорского и охотоморского шельфов о. Сахалин причины формирования в отдельные годы аномальных термических условий недостаточно ясны, остаются открытыми вопросы о механизмах формирования крупных холодных и теплых термических аномалий на данных акваториях. Выявление данных механизмов, оценка причинно-следственных связей и составили цель настоящего исследования.

В рамках работы решались следующие задачи:

– исследование и оценка межгодовой изменчивости термического режима вод за период с мая по август в районе западного сахалинского шельфа – зоне влияния япономорских вод теплого Цусимского течения (ГМС Холмск, ГМС Углегорск, ГМС Пильво) и его ветви, течения Соя (ГМС м. Крильон), а также в районе восточно-сахалинского шельфа (ГМС Одопту, ГМС Комрво, ГМС м. Терпения, ГМС Новиково) – зоне влияния холодных вод Восточно-Сахалинского течения (рис. 1);

– выделение лет с крупными аномалиями термических условий с мая по август на каждой ГМС;

– оценка роли ЦДА в механизмах формирования крупных аномалий термических режимов акватории с учетом особенностей гидрологических условий в каждом районе.

Данные и методы

Для исследования многолетней изменчивости термического режима в прибрежных водах района использованы данные наблюдений за температурой воды электронной базы данных ЕСИМО (URL: <http://portal.esimo.ru/portal/>), ВНИИГМИ-МЦД (URL: <http://meteo.ru>) на ГМС Росгидромета за 1980–2021 гг.

Для анализа термических условий были привлечены данные о температуре воды на поверхности моря в узлах регулярной сетки $0,25 \times 0,25^\circ$ за 1980–2021 гг. из архива Японского метеорологического агентства *JMA* (URL: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rrtdb/jma-pro/cobe_sst_glb_M.html).

Анализировалась многолетняя изменчивость атмосферной циркуляции второго естественного синоптического района (2 е. с. р). Использовались данные архивов реанализа (*NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables*) приземного атмосферного давления (P_0) и геопотенциала (H_{500}) в узлах регулярной сетки $2,5 \times 2,5^\circ$ за 1980–2021 гг. Для анализа барических полей привлекались карты приземного давления (P_0) и геопотенциала H_{500} за 2000–2021 гг., составляемые *JMA*.

При оценке межгодовой изменчивости интенсивности развития ЦДА использовались аномалии (отклонения от средних многолетних значений) приземного давления P_0 и геопотенциала H_{500} . Для оценки изменчивости термических условий использовались аномалии температуры воды (отклонения среднемесячных значений от средних многолетних). Всемирная метеорологическая организация рекомендует рассчитывать климатологические стандартные нормы как средние данные за ближайший к текущему времени 30-летний базисный период, который завершается годом с последней цифрой 0 [11]. Среднемесячные аномалии всех используемых в работе параметров были рассчитаны относительно климатической нормы периода 1991–2020 гг.

Для расчета крупных аномалий температуры воды применялся метод, изложенный в литературе [12]. Критерием появления такой аномалии (T_w) является отклонение температуры от среднего значения на $1,2\sigma$, где σ – стандартное отклонение. Выделялось пять групп аномалий по величине: экстремально низкие ($T_w \leq -1,2\sigma$); низкие ($-1,2\sigma < T_w < -0,4\sigma$); средние ($-0,4\sigma \leq T_w \leq 0,4\sigma$); высокие ($0,4\sigma < T_w < 1,2\sigma$); экстремально высокие ($T_w \geq 1,2\sigma$). Расчеты проводились для всех интервалов температуры воды. В данной работе нами приведены результаты расчета крупных аномалий на каждой ГМС за май, июнь, июль, август в период 1980–2012 гг.

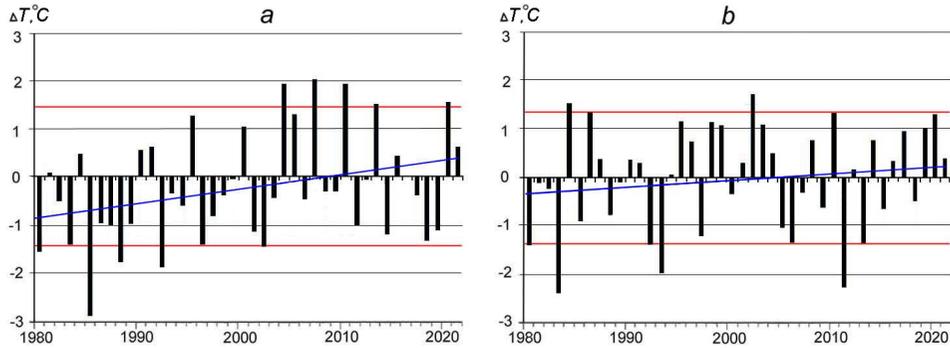
Была рассчитана также частота (f) превышения значения $1,2\sigma$ как отношение количества крупных аномалий температуры воды к длине ряда. Данная частота является вероятностно-статистической оценкой временного ряда [13]. Нас интересовала вероятность превышения значения $1,2\sigma$. Такая величина в теории вероятностей еще называется хвостом распределения. Частота превышения уровня $1,2\sigma$ может рассматриваться как эмпирическая оценка хвоста распределения.

При анализе региональных временных рядов климатических параметров, когда обнаруживаются большие флуктуации для локальных территорий, требуется уточнение оценок тренда. Значимость тренда нами оценивалась по отношению a/s , где a – коэффициент линейного тренда временного ряда изменчивости температуры воды, s – остаточная изменчивость (корень квадратный из остаточной дисперсии¹). Отношение a/s характеризует статистическую значимость результатов при фиксированной длине ряда с указанным критическим значением, соответствующим принятому уровню значимости. С использованием критерия Стьюдента при помощи этого отношения определяется вероятность, с которой принимается (или не принимается) гипотеза о равенстве нулю коэффициента линейного тренда [14]. При длительности ряда 30 лет для 95%-ного уровня значимости критическое значение коэффициента составляет 0,04. Особенностью используемых статистических оценок является более точное определение остаточной изменчивости s , на которую не влияют неточности в определении коэффициента линейного тренда a [15].

¹ Боровков А. А. Математическая статистика : дополнительные главы. Москва : Наука, 1984. 144 с.

Изменчивость термического режима вод

Оценки межгодовой изменчивости аномалий температуры воды, проведенные для всех ГМС (кроме ГМС Комрво из-за неполного ряда данных), свидетельствуют о том, что при преимущественной тенденции к росту отсутствуют значимые тренды аномалий в исследуемый период. Это объясняется высокими значениями остаточной изменчивости (флуктуаций) как на западном, так и на восточном шельфе (рис. 2, табл. 1).



Р и с. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в западном, ГМС Холмск (*a*), и восточном, ГМС м. Терпения (*b*), районах сахалинского шельфа (синие линии – линейные тренды, красные линии – критерии крупных аномалий)

F i g. 2. Interannual variability of water temperature anomalies in the western, HMS Holmsk, (*a*) and eastern, HMS Cape Terpeniya, (*b*) areas of the Sakhalin shelf (blue lines denote the linear trends, red lines – the criteria of large anomalies)

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

**Оценки изменчивости аномалий температуры воды на ГМС
за 1980–2021 гг.
Estimates of variability of water temperature anomalies
at HMS in 1980–2021**

ГМС / HMS	Значимость тренда a/s / Significance of the trend a/s				Остаточная изменчивость s / Residual variability s			
	Май / May	Июнь / June	Июль / July	Август / August	Май / May	Июнь / June	Июль / July	Август / August
Крильон / Krilyon	0,03	0,03	0,02	0,03	0,90	0,96	1,06	1,07
Холмск / Holmsk	0,03	0,03	0,03	0,03	1,01	1,07	1,52	1,41
Углегорск / Uglegorsk	0	0	0	0,01	0,94	1,07	1,42	1,44
Пильво / Pilvo	0,02	0	0,01	0,03	0,82	1,22	1,09	1,22
Одопту / Odoptu	0,02	0	0,01	0	0,82	1,47	1,18	1,59
Терпения / Terpeniya	0,02	0,01	0,01	0	1,04	1,02	1,20	1,14
Новиково / Novikovo	0,01	0,01	0,02	0,02	1,26	1,59	1,35	1,50

Согласно данным оценкам, на западном шельфе острова, находящемся под воздействием теплого Цусимского течения, наибольшие флуктуации наблюдаются в июле на ГМС Холмск. В отдельные годы северная ветвь течения достигает северной части Татарского пролива – до ГМС Углегорск и далее до ГМС Пильво [9, 16, 17]. Изменение год от года распространения вод Цусимского течения определяет изменения термических условий акватории у западного побережья.

На восточном шельфе на ГМС Одопту наибольшая изменчивость отмечается в августе, на ГМС Новиково – в июне и августе. ГМС Одопту находится на севере восточного шельфа. Многолетние изменения термического режима вод здесь определяются взаимодействием вод различного происхождения – теплых вод, поступающих с Амурским течением, и холодных вод Восточно-Сахалинского течения (рис. 1) [18]. В июле – августе при развитии летнего муссона ветры южных румбов ослабляют Восточно-Сахалинское течение, но часто возникающий под действием преобладающих юго-восточных ветров у восточного побережья (район ГМС Комрво) апвеллинг в значительной степени определяет здесь холодный термический режим вод. Часто зона апвеллинга наблюдается в июле – августе и в центральной зоне восточного шельфа севернее м. Терпения (ГМС м. Терпения), она определяет здесь также значительные флуктуации. У юго-восточного шельфа острова (ГМС Новиково) термический режим вод обусловлен изменчивостью составляющих потоков антициклональной циркуляции южной части Охотского моря, в том числе холодных вод Восточно-Сахалинского течения и вторжений струй трансформированных теплых вод течения Соя [19, 20]. Направления ветровых воздействий и динамика вод в районе восточного побережья Сахалина являются важными факторами, определяющими здесь изменения температурного режима акватории, формирование значительных аномалий.

Чтобы выявить годы, в которые наблюдались крупные аномалии температуры воды, рассчитаны значения критерия для каждой ГМС (табл. 2).

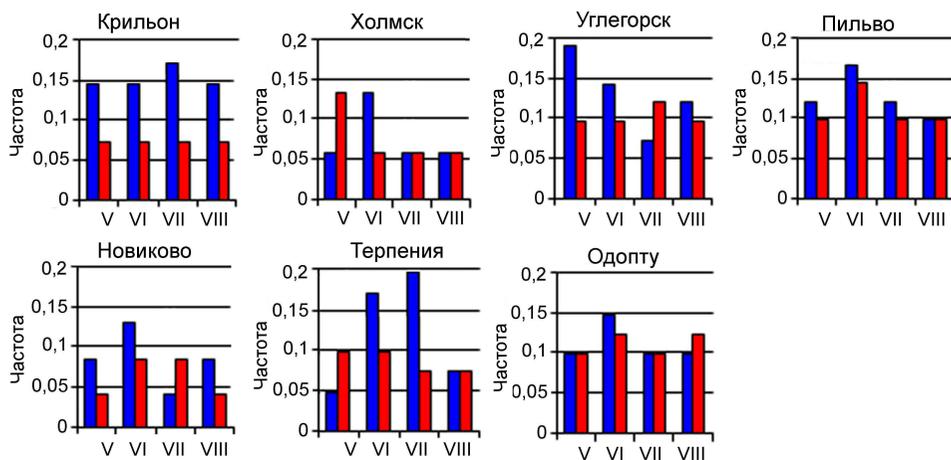
Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

**Критерий крупной аномалии температуры воды (°C) для ГМС
в 1980–2021 гг.
Criterion of water temperature large anomaly (°C) at HMS
in 1980–2021**

Станция / Station	Май / May	Июнь / June	Июль / July	Август / August
Крильон / Krilyon	±1,18	±1,27	±1,35	±1,42
Холмск / Holmsk	±1,31	±1,38	±1,94	±1,82
Углегорск / Uglegorsk	±1,15	±1,30	±1,72	±1,76
Пильво / Pilvo	±1,03	±1,49	±1,36	±1,56
Одопту / Odoptu	±1,05	±1,80	±1,47	±1,96
Комрво / Komrvo	–	±0,98	–	–
Терпения / Terpeniya	±1,29	±1,27	±1,49	±1,40
Новиково / Novikovo	±1,57	±1,96	±1,71	±1,91

Из результатов расчетов следует, что для каждой станции значения критерия крупной аномалии разные. Наибольшие значения отмечаются в июле и августе, что согласуется с увеличением остаточной изменчивости (табл. 1).

С учетом проведенных оценок выявлены годы, в которые формировались отрицательные и положительные крупные аномалии температуры воды, превышающие значения критерия, а также определена частота появления крупных аномалий в каждом месяце (рис. 3).



Р и с. 3. Частота появления крупных отрицательных (синий цвет) и положительных (красный цвет) аномалий температуры воды на ГМС в мае – августе 1980–2021 гг.

F i g. 3. Frequency of arising of strong negative (blue color) and positive (red color) anomalies of water temperature at HMS in May – August, 1980–2021

Согласно результатам расчетов, представленным на рис. 3, в мае – августе 1980–2021 гг. на большинстве станций о. Сахалин преобладает частота появления крупных отрицательных аномалий температуры воды. Следует отметить, что риск появления сильных похолоданий особенно важен в мае – июне, когда происходит скат молоди лососей в прибрежные районы.

В мае наибольшая частота появления отрицательных аномалий наблюдается на ГМС западного шельфа, при этом на ГМС Углегорск отмечается ее пик. Но на ГМС Холмск в мае частота появления положительных аномалий температуры воды превышает частоту появления ее отрицательных аномалий.

В июне как на западном, так и на восточном побережье частота появления отрицательных аномалий температуры воды превышает частоту появлений положительных. Вместе с тем отмечается наибольшее увеличение частоты положительных аномалий на ГМС Пильво (западный шельф) и ГМС Одопту (северо-восточный шельф).

В июле наиболее высокая частота появления отрицательных аномалий наблюдается на станциях, расположенных на мысах, – ГМС м. Крильон и ГМС м. Терпения. Частота появления положительных аномалий наиболее высока на ГМС Углегорск, на этой станции она превышает частоту появления отрицательных аномалий. Превышение частоты появления положитель-

ных аномалий над частотой появления отрицательных имеет место и на ГМС Новиково.

В августе высокая частота отрицательных аномалий сохраняется на ГМС м. Крыльон. Наиболее высокая частота появления положительных аномалий отмечается на ГМС Одопту, где она превышает частоту появления отрицательных.

Из проведенного анализа следует, что термический режим, характеризующийся появлением крупных аномалий температуры воды в мае – августе, наблюдается на ГМС как западного, так и восточного шельфа.

Как отмечалось выше, изменчивость температурного режима акватории в весенне-летний период, формирование значительных положительных или отрицательных аномалий определяются особенностями гидрологических условий на западе и востоке острова. Однако в отдельные годы на ряде ГМС обоих районов наблюдаются термические режимы, отличающиеся формированием крупных аномалий только одного знака.

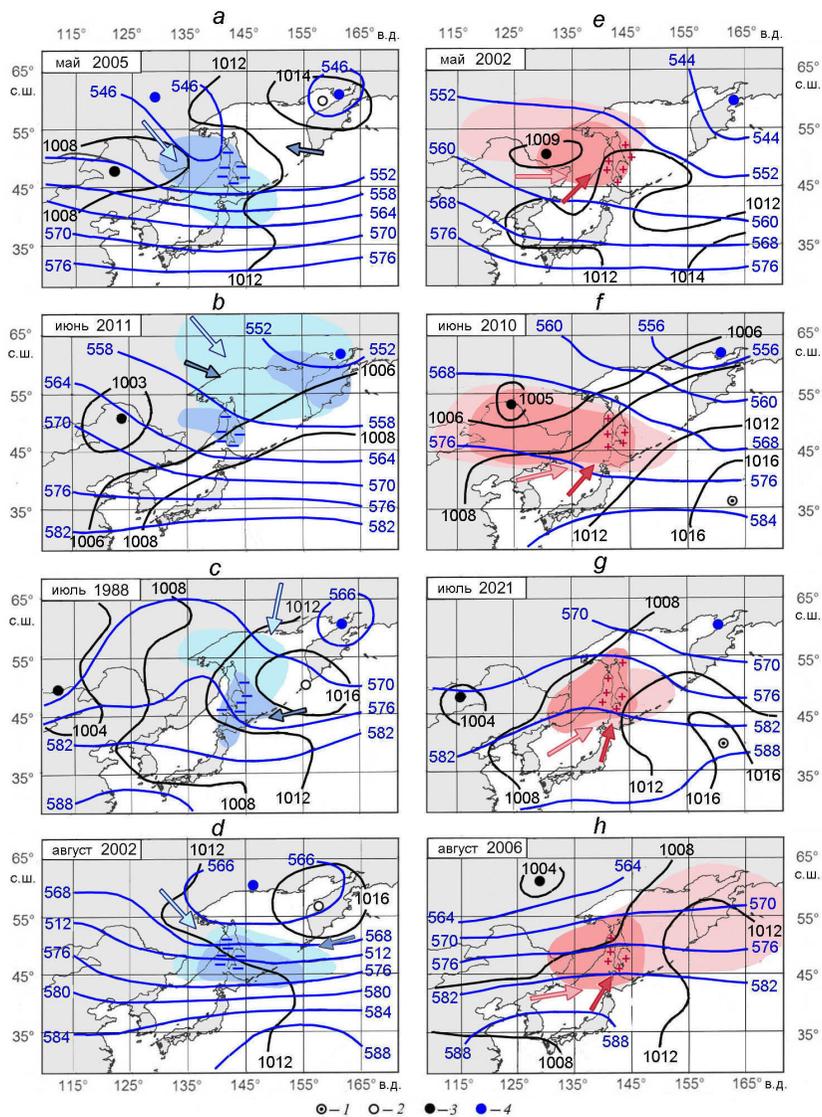
Так, термический режим, характеризующийся отрицательными аномалиями температуры воды, на западном и восточном шельфах острова за исследуемый период наблюдался в мае 1980, 2005 гг., июне 1983, 2011 гг., июле 1988, 1997 гг., августе 1981, 1992, 2002 гг.; положительными аномалиями – в мае 1995, 2002, 2019 гг., июне 2010 г., июле 1990, 2013, 2021 гг., августе 1995, 2000, 2006 гг.

Формирование в отдельные годы термических условий с крупными аномалиями одного знака на обоих побережьях острова, видимо, является результатом влияния одного фактора – воздействия со стороны атмосферы. В связи с этим весьма важно определить механизмы данного воздействия.

Механизмы формирования крупных аномалий

Как установлено в настоящее время, циркуляцию атмосферы и перенос воздушных масс над исследуемым регионом в период летнего муссона (с характерными ветрами южных румбов) определяют сезонные ЦДА – формирующийся над Охотским морем в приземном поле Охотский антициклон (ОА) и холодная ложбина в средней тропосфере, а также летняя дальневосточная депрессия (ЛДД) как часть обширной азиатской депрессии, направленная на Приамурье. Со стороны океана атмосферная циркуляция связана с развитием северо-тихоокеанской области высокого давления – Гавайского антициклона (ГА). При этом интенсивность развития региональных ЦДА меняется год от года. Кроме того, отмечается изменчивость положения этих атмосферных барических образований и соответствующее изменение их локального воздействия [8, 9].

На рис. 4 приведены примеры конкретных среднемесячных барических полей в мае – августе в годы формирования термических режимов, характеризующихся крупными холодными (рис. 4, *a – d*) и теплыми (рис. 4, *e – h*) термическими аномалиями воды в исследуемых прибрежных районах о. Сахалин.



Р и с. 4. Характерные структуры полей приземного давления P_0 (черные изобары, гПа) и геопотенциала H_{500} (синие изогипсы, гПа) в годы формирования крупных отрицательных ($a - d$) или положительных ($e - h$) аномалий температуры воды. 1 – Гавайский антициклон, 2 – Охотский антициклон, 3 – летняя дальневосточная депрессия, 4 – тропосферная ложбина. Голубыми и розовыми стрелками обозначено направление основного переноса холодных и теплых воздушных масс в средней тропосфере, синими и красными стрелками – направление переноса в приземном слое; знаками “-” и “+” – отрицательные и положительные аномалии температуры воды; голубым цветом выделены очаги отрицательных аномалий геопотенциала H_{500} , розовым цветом – очаги положительных аномалий геопотенциала H_{500} ; синим и красным цветом – очаги соответственно аномально низкой и высокой температуры воздуха

F i g. 4. Typical structures of the surface pressure fields P_0 (black isobars, hPa) and geopotential H_{500} (blue isohypses, hPa) in the years of formation of large negative ($a - d$) and positive ($e - h$) water temperature anomalies. 1 – Hawaiian High, 2 – Okhotsk High, 3 – Summer Far East Low, 4 – Troposphere Low. Light blue and pink arrows denote the direction of basic motion of the cold and warm air masses in the mid troposphere, blue and red ones – the motion direction in the near land layer; signs “-” and “+” show the negative and positive anomalies of water temperature; light blue color marks the centers of negative anomalies of geopotential H_{500} and pink color – the centers of positive anomalies of geopotential H_{500} ; blue and red colors show the centers of anomalously low and high air temperature, respectively

Согласно проведенному анализу структуры атмосферных полей, экстремальное похолодание в прибрежных водах острова наблюдается при таких барических ситуациях, когда в высотных полях отмечаемая на картах абсолютной топографии АТ₅₀₀ тропосферная депрессия направлена на юго-запад Охотского моря. В дельте депрессии над исследуемым районом наблюдается формирование очагов с экстремально низкими значениями аномалий геопотенциала H_{500} . В этих очагах при нисходящих потоках у земли скапливается холодный воздух и формируются отрицательные аномалии температуры воды. В приземном поле локализация ОА на северо-востоке, востоке Охотского моря и смещение ЛДД на запад (рис. 4, *a, c, d*), в свою очередь, способствуют затоку с северо-востока холодных воздушных масс.

В случае отсутствия ОА (рис. 4, *b*) при значительном развитии ЛДД, из области которой циклоны смещаются на Охотское море по южным траекториям, в район острова в тыловой части циклонов с северо-запада также переносятся холодные воздушные массы. Такой перенос поддерживает поток холодных вод Восточно-Сахалинского течения [21] и апвеллинг на восточном шельфе [22, 23], но препятствует развитию теплого Цусимского течения и его ветви – течения Соя на юго-западе Охотского моря [9, 17], что в комплексе с формирующимся здесь очагом холодных воздушных масс определяет появление отрицательных аномалий температуры воды на всем побережье.

Формирование экстремально теплых режимов обусловлено развитием западной ветви ГА. В годы, когда уже в мае (рис. 4, *e*) исследуемый район находится под влиянием тропосферного гребня, над о. Сахалин наблюдается локализация экстремального очага положительных значений геопотенциала H_{500} , в приземном поле отмечается экстремальный очаг положительных аномалий температуры воздуха, а на акватории – положительные аномалии температуры воды. При усилении гребня ГА и его распространении на районы Японского и Охотского морей (рис. 4, *f, g*) область с экстремальными значениями геопотенциала H_{500} располагается над Приморским побережьем, Татарским проливом и о. Сахалин. По западной периферии ГА происходит интенсивный заток теплых воздушных масс. Имеет место усиление южных ветров. В случае, когда ЛДД смещена на север (рис. 4, *h*), ее взаимодействие с передней частью ГА обеспечивает вторжение с юга теплых воздушных масс, что также способствует формированию положительных аномалий на приостровных акваториях. При южном, юго-западном переносах в атмосфере интенсивность теплого Цусимского течения повышена. Согласно инструментальным наблюдениям, распространение течения отмечается до северной зоны Татарского пролива [16, 17], наблюдается также активное развитие его ветви – течения Соя [19, 20] – и ослабление холодного Восточно-Сахалинского течения [21], что в сочетании с тепловым атмосферным воздействием обеспечивает формирование крупных положительных аномалий температуры воды.

Таким образом, при анализе барических ситуаций в годы формирования крупных холодных или теплых температурных аномалий вод на шельфе о. Сахалин выявлены различия в структуре атмосферных полей. В результате различного локального теплового атмосферного воздействия на подстилающую поверхность наблюдаются различия в механизмах формирования холодных и теплых термических условий. При этом имеет место динамическое

атмосферное воздействие, способствующее изменениям приостровной циркуляции вод, что в комплексе определяет формирование крупных температурных аномалий на акватории.

Заключение

Оценка межгодовой изменчивости состояния термического режима вод за период с мая по август 1980–2021 гг. показала, что на акватории западного и восточного шельфов острова Сахалин в теплый период при преимущественной тенденции к росту отсутствуют значимые тренды во временных рядах температуры воды. Это объясняется высокими значениями остаточной изменчивости (флуктуаций) как на западном, так и на восточном шельфе.

Наибольшие флуктуации аномалий температуры воды наблюдаются в июле и августе. Как на западном, так и на восточном шельфе острова частота появления крупных отрицательных аномалий состояния термического режима превышает частоту появления положительных.

С учетом рассчитанных критериев температурных аномалий определены годы с крупными отрицательными и положительными аномалиями состояния термического режима вод. Выявлено, что при различных гидрологических условиях на западном и восточном шельфах острова в отдельные годы на ряде станций обоих районов наблюдается появление крупных аномалий одного знака. Определены формирующие причинно-следственные связи. Установлено, что механизмы формирования крупных аномалий температуры воды на акватории района связаны с изменчивостью положения и интенсивности развития сезонных региональных центров действия атмосферы. Показано, что аномально холодные термические условия формируются, когда над островом Сахалин наблюдается очаг понижения геопотенциала H_{500} и области аномально низкой приземной температуры воздуха. Такие экстремальные зоны обусловлены усилением интенсивности ОА или прохождением циклонов по южным траекториям при развитии ЛДД. В годы крупных положительных аномалий температуры воды наблюдается противоположная картина, когда над о. Сахалин располагается очаг экстремально повышенных значений геопотенциала H_{500} и область аномально высокой приземной температуры воздуха. Такие условия связаны с усилением отепляющего влияния ГА, соответствующим изменением переноса воздушных масс. Аномальные изменения барической структуры атмосферных полей, обуславливающие накопление в отдельных очагах над всем исследуемым районом аномально холодных или теплых воздушных масс, определяют формирование крупных температурных аномалий на акватории западного и восточного шельфов о. Сахалин.

Результаты проведенных исследований могут быть использованы для оценки экстремальности состояния термических условий среды в промышленный период, а также в прогностических моделях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России / В. И. Бышев [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458, № 1. С. 92–96. EDN SJDPTZ. doi:10.7868/S0869565214250148

2. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана / И. Д. Ростов [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 3. С. 44–57. EDN FYBWCF.
3. *Jiang X., Li Y., Yang S., Wu R.* Interannual and interdecadal variations of the South Asian and Western Pacific subtropical highs and their relationships with Asian-Pacific summer climate // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2011. Vol. 113, iss. 3–4. P. 171–180. doi:10.1007/s00703-011-0146-8
4. Recent trends in oceanic conditions in the western part of East/Japan Sea: An analysis of climate regime shift that occurred after the late 1990s / Н.-К. Jung [et al.] // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. Vol. 9, iss. 11. 1225. <https://doi.org/10.3390/jmse9111225>
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Б. Х. Глуховский, Н. П. Гоптарев, Ф. С. Терзиев. СПб. : Гидрометеониздат, 1998. 342 с.
6. *Шунтов В. П., Темных О. С., Найденоко С. В.* Еще раз о факторах, лимитирующих численность тихоокеанских лососей (*Oncorhynchus* spp., сем. Salmonidae) в океанический период их жизни // *Известия ТИНРО*. 2019. Т. 196. С. 3–22. EDN ZAMGUX. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-196-3-22>
7. *Каев А. М.* Снижение численности горбуши (*oncorhynchus gorbucha*) в Сахалино-Курильском районе как следствие действия экстремальных факторов среды // *Известия ТИНРО*. 2018. Т. 192. С. 3–14. EDN YTFWLH. doi:10.26428/1606-9919-2018-192-3-14
8. *Шатилина Т. А., Цицаишвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Особенности изменчивости летних центров действия атмосферы над Дальним Востоком и климатические экстремумы в период 1980–2017 гг. // *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. 2019. № 56. С. 61–80. EDN JQMSHT. doi:10.33933/2074-2762-2019-56-61-80
9. *Мороз В. В., Шатилина Т. А., Рудых Н. И.* Формирование аномальных термических режимов в северной части Татарского пролива и Амурском лимане под воздействием атмосферных процессов // *Вестник ДВО РАН*. 2021. № 6. С. 101–110. EDN IPTPZE. doi:10.37102/0869-7698_2021_220_06_10
10. *Шатилина Т. А., Цицаишвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Использование метода интервального распознавания для выделения предшествующих барических структур, определяющих экстремальные термические режимы в Южнокурильском районе Тихого океана в летний период // *Известия ТИНРО*. 2021. Т. 201, № 2. С. 470–483. EDN VONHYL. doi:10.26428/1606-9919-2021-201-470-483
11. *Коршунова Н. Н., Швець Н. В.* Изменение норм основных климатических параметров на территории России за последние десятилетия // *Труды ВНИГМИ – МЦД*. 2014. Вып. 178. С. 11–24. EDN ORUUD.
12. *Спичкин В. А.* Определение критерия крупной аномалии // *Труды ААНИИ*. Л. : Гидрометеониздат, 1987. Т. 402. С. 15–20.
13. *Embrechts P., Klüppelberg C., Mikosch T.* Modelling extremal events for insurance and finance. Berlin : Springer, 1997. Ch. 1. P. 3–19. (Stochastic Modelling and Applied Probability ; vol. 33). <https://doi.org/10.1007/978-3-642-33483-2>
14. *Шитиков В. К., Розенберг Г. С., Зинченко Т. Д.* Количественная гидроэкология: методы системной идентификации. Тольятти : Самарский научный центр РАН, 2003. 463 с. EDN QKMGTL.
15. *Цицаишвили Г. Ш.* Оценки дисперсий // *Дальневосточный математический журнал*. 2008. Том 8, № 2. С. 229–234. EDN NAWFAT.
16. *Дьяков Б. С.* Межгодовая изменчивость циркуляции вод в Татарском проливе в летнее время // *Известия ТИНРО*. 2006. Т. 144. С. 281–299. EDN NYZCZB.
17. *Пицальник В. М., Архипкин В. С., Леонов А. В.* О циркуляции вод в Татарском проливе // *Водные ресурсы*. 2010. Т. 37, № 6. С. 657–670. EDN NBSUNT.

18. *Жабин И. А., Лукьянова Н. Б.* Влияние ветрового апвеллинга и стока реки Амур на термохалинную структуру вод у северо-восточного побережья острова Сахалин // Метеорология и гидрология. 2022. № 9. С. 32–41. EDN WYVBGK. doi:10.52002/030-2906-2022-9-32-41
19. Volume transport in the Soya Strait during 2006-2008 / Y. Fukamachi [et al.] // Journal of Oceanography. 2010. Vol. 66, iss. 5. P. 685–696. doi:10.1007/s10872-010-0056-2
20. Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM / K. Uchimoto [et al.] // Journal of Oceanography. 2007. Vol. 63, iss. 3. P. 379–391. doi:10.1007/s10872-007-0036-3
21. *Андреев А. Г.* Мезомасштабная циркуляция вод в районе Восточно-Сахалинского течения (Охотское море) // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 3–12. EDN YTLTZL. doi:10.7868/S0205961417010031
22. *Жабин И. А., Дмитриева Е. В.* Сезонная и межгодовая изменчивость ветрового апвеллинга у восточного побережья о-ва Сахалин по данным скаттерометра Seawinds спутника Quikscat // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 105–115. EDN VTOVNB. doi:10.7868/S0205961416010152
23. *Шевченко Г. В., Кириллов К. В.* Вариации температуры воды у побережья о. Сахалин по данным инструментальных измерений // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 68–78. EDN YGFHPR.

Об авторах:

Шатилина Татьяна Александровна, ведущий научный сотрудник, лаборатория промысловой океанологии, Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО) (690091, Россия, г. Владивосток, тупик Шевченко, 4), кандидат географических наук, **SPIN-код: 8296-4906**, **Scopus Author ID: 6505548902**, **ORCID ID: 0009-0005-7954-9745**, tatyana.shatilina@tinro.ru

Мороз Валентина Васильевна, старший научный сотрудник, лаборатория информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **SPIN-код: 7024-0055**, **Scopus Author ID: 7102508049**, **ORCID ID: 0000-0001-5937-4080**, **Researcher ID: K-1520-2018**, moroz@poi.dvo.ru

Цициашвили Гурами Шалвович, главный научный сотрудник, ИПМ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7), доктор физико-математических наук, профессор, **Scopus Author ID: 35605421700**, **ORCID ID: 0000-0003-2600-0474**, guram@iam.dvo.ru

Радченкова Татьяна Вадимовна, сотрудник, ИПМ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Радио, д. 7), инженер-исследователь, **ORCID ID: 0000-0003-2287-975X**, tarad@yandex.ru

Изменчивость десятилетних горизонтальных термохалинных градиентов на поверхности Баренцева моря в летние сезоны 1993–2022 годов

А. А. Коник¹ ✉, О. А. Атаджанова^{1, 2}

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ konikrshu@gmail.com

Поступила в редакцию 04.08.2023; одобрена после рецензирования 29.08.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Проведен сравнительный анализ десятилетних горизонтальных градиентов термохалинных полей в Баренцевом море в летние периоды 1993–2022 гг., полученных по результатам реанализа и спутниковых измерений, с целью выбора наиболее предпочтительного массива данных для исследований поверхностных проявлений фронтальных зон.

Методы и результаты. За летние периоды 1993–2022 гг. на основе среднемесячных данных о температуре *GHRSSST OSTIA*, *MODIS/Aqua* и *VIIRS/Suomi NPP* и среднемесячных данных о температуре и солёности *CMEMS GLORYS12V1*, *MERCATOR PSY4QV3R1* были рассчитаны поля десятилетних и фоновых термохалинных градиентов на поверхности Баренцева моря. Представлены количественные оценки градиентов температуры и солёности за отдельные десятилетия для разных массивов данных, выполнен сравнительный анализ этих оценок и описаны физико-географические характеристики фронтальных зон. Максимальные термохалинные градиенты на поверхности регистрируются в июле. По данным из всех источников значение фонового горизонтального термического градиента за три десятилетия увеличивается. В летний период на поверхности Баренцева моря во всех массивах данных прослеживается положение Полярной фронтальной зоны. По данным *CMEMS GLORYS12V1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* в поле солёности наблюдаются Прибрежная и Арктическая фронтальные зоны.

Выводы. Разница между рассчитанными оценками горизонтального градиента температуры может составлять более 0,01 °C/км, что сопоставимо с величиной среднего климатического градиента в Баренцевом море. Наиболее близки к этой оценке значения термического градиента, полученные по данным *CMEMS GLORYS12V1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*, что позволяет отнести указанные океанологические базы к массиву данных, наиболее предпочтительному для анализа поверхностных проявлений фронтальных зон в Баренцевом море.

Ключевые слова: фронтальные зоны, градиент температуры, спутниковые данные, реанализ, Баренцево море, температура поверхности моря

Благодарности: данная работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2024-0028 (ИО РАН) и № FNNN-2024-0017 (МГИ РАН).

Для цитирования: Коник А. А., Атаджанова О. А. Изменчивость десятилетних горизонтальных термохалинных градиентов на поверхности Баренцева моря в летние сезоны 1993–2022 годов // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 51–64. EDN BSCNRJ.

Variability of Decadal Horizontal Thermohaline Gradients on the Surface of the Barents Sea during Summer Season in 1993–2022

A. A. Konik¹ ✉, O. A. Atadzhanova^{1, 2}

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ konikrshu@gmail.com

Abstract

Purpose. The paper is purposed at comparative analysis of the decadal horizontal gradients of thermohaline fields in the Barents Sea during the summer periods in 1993–2022 derived from the reanalysis and the satellite measurements with the aim to select the most suitable data array for studying the surface manifestations of frontal zones.

Methods and Results. The fields of decadal and background thermohaline gradients on the Barents Sea surface were calculated for the summer periods in 1993–2022 based on the monthly mean temperature data from *GHRSSST OSTIA*, *MODIS/Aqua*, and *VIIRS/Suomi NPP*, as well as on the monthly mean temperature and salinity data from *CMEMS GLORYS12V1* and *MERCATOR PSY4QV3R1*. The quantitative estimates of temperature and salinity gradients were obtained for certain decades using different datasets, and a comparative analysis of these estimates was performed along with a description of the physical and geographical characteristics of frontal zones. Maximum thermohaline gradients on the surface were observed in July. Based on the data from all the sources, the background horizontal thermal gradient has been increasing over three decades. During a summer period, the Polar Frontal Zone was identified on the surface of the Barents Sea in all the data arrays, whereas the Coastal and Arctic Frontal Zones were observed in the salinity field based on the *CMEMS GLORYS12V1* and *MERCATOR PSY4QV3R1* data.

Conclusions. The difference between the calculated estimates of horizontal temperature gradient can exceed 0.01 °C/km that is comparable to the magnitude of the average climate gradient in the Barents Sea. The thermal gradient values obtained from the *CMEMS GLORYS12V1* and *MERCATOR PSY4QV3R1* reanalysis data are the closest to this estimate that permits to classify these data arrays as the most preferable ones for analyzing the surface manifestations of frontal zones in the Barents Sea.

Keywords: frontal zones, temperature gradient, satellite data, reanalysis, Barents Sea, sea surface temperature

Acknowledgements: The work was carried within the framework of state assignments No. FMWE-2024-0028 (IO RAS) and No. FNNN-2024-0017 (MHI RAS).

For citation: Konik, A.A. and Atadzhanova, O.A., 2024. Variability of Decadal Horizontal Thermohaline Gradients on the Surface of the Barents Sea during Summer Season in 1993–2022. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 46–58.

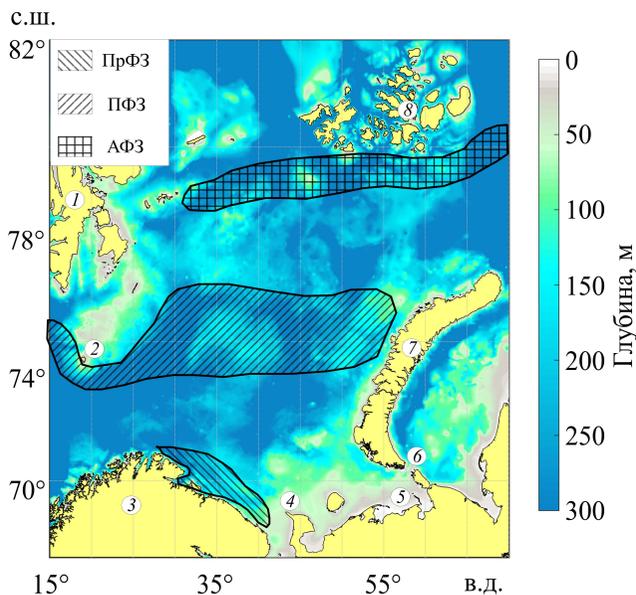
Введение

Фронтальные зоны в морях и океанах представляют собой сложное геофизическое явление, которое влияет на формирование малых вихревых структур, внутренних волн, изменчивость биогеохимических циклов [1–3]. Образуясь на границе районов взаимодействия вод с различными гидрологическими характеристиками, фронтальные зоны отличаются сложной внутренней структурой и динамикой.

Одной из наиболее значимых проблем, связанных с фронтальными зонами в Мировом океане, является методика их определения. Фронтальная зона, со-

гласно работе ¹, – это область обостренных пространственных градиентов термодинамических характеристик по сравнению со средним равномерным распределением между устойчиво существующими экстремумами, а основной фронтальный раздел (фронт) внутри фронтальной зоны – это поверхность внутри фронтальной зоны, которая совпадает с поверхностью максимального градиента характеристики.

Существует целый спектр работ [4–8], в рамках которых на основе данных *in situ*, спутниковых измерений или реанализа с помощью различных методов и подходов исследуется пространственная изменчивость и характеристики фронтальных зон. Совокупно большинство таких исследований объединены единым для Мирового океана ¹ критерием определения фронтальной зоны – десятикратным превышением градиента гидрофизических параметров над фоновым (осредненная величина градиента по пространству). Вместе с тем, по сравнению с другими частями Мирового океана, моря Арктики большую часть года являются относительно инертной системой, что приводит к гораздо меньшей величине прежде всего горизонтальных гидрофизических градиентов и осложняет процесс идентификации фронтальных зон.



Р и с. 1. Композитная схема крупномасштабных фронтальных зон Баренцева моря по [4–10]: 1 – арх. Шпицберген; 2 – о. Медвежий; 3 – Скандинавский п-ов; 4 – м. Канин Нос; 5 – Печорское море; 6 – пр. Карские ворота; 7 – арх. Новая Земля; 8 – арх. Земля Франца-Иосифа. ПрФЗ – Прибрежная фронтальная зона; ПФЗ – Полярная фронтальная зона; АФЗ – Арктическая фронтальная зона

Fig. 1. Composite scheme of large-scale frontal zones in the Barents Sea based on [4–10]: 1 – Svalbard; 2 – Bear Island; 3 – Scandinavian Peninsula; 4 – Kanin Nose; 5 – Pechora Sea; 6 – Kara Gate; 7 – Novaya Zemlya; 8 – Franz Josef Land. CFZ – Coastal frontal zone; PFZ – Polar frontal zone; AFZ – Arctic frontal zone

¹ Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 296 с.

Баренцево море (рис. 1) относится к бассейну Северного Ледовитого океана и характеризуется сложной системой поверхностных и подповерхностных фронтальных зон, которые объединяются в наиболее крупные Прибрежную, Полярную и Арктическую фронтальные зоны [5, 9–11]. Данные фронтальные зоны являются важной частью гидрологического режима Баренцева моря, влияют на его термохалинные характеристики, ледовые условия и распределение биогенов [4, 8]. Согласно общей концепции, принятой большим числом исследователей (см. работу ² и [7, 8]), для определения фронтальной зоны на поверхности Баренцева моря достаточно двукратного превышения градиентом гидрофизической характеристики его фонового значения. В ряде работ [5, 7–8] оценки величины фонового градиента Баренцева моря, на основе которой затем определяется критерий для регистрации положения и характеристик фронтальных зон, могут варьировать в пределах 0,005–0,01 °С/км для температуры и 0,005 ЕПС/км для солёности. Однако гидрологические особенности моря (отрицательная температура вод, ледяной покров) и климатические изменения [12–14] воздействуют на термохалинные поля, что в итоге сказывается на величине фонового горизонтального градиента и приводит к необходимости уточнения его оценок.

Поэтому в настоящее время определение фонового горизонтального градиента Баренцева моря остается актуальной проблемой, решение которой помогло бы улучшить качество оценки изменчивости фронтальных зон в данном регионе. Таким образом, основная цель данной работы заключается в сравнительном анализе горизонтальных градиентов термохалинных полей в Баренцевом море, рассчитанных по десятилетиям с 1993 по 2022 г. за летние периоды по спутниковым и модельным (реанализ, прогноз, ассимиляция) данным.

Данные и методы

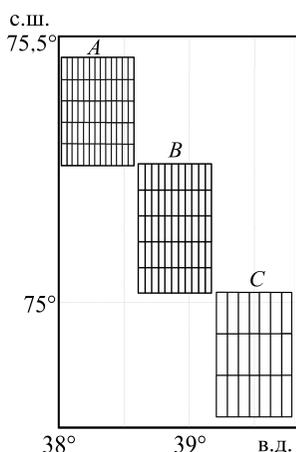
Для расчета градиентов использовались различные данные реанализа и спутниковых измерений о температуре и солёности Баренцева моря с пространственным шагом по широте и долготе от 4 до 25 км за летние периоды с июня по август в течение трех десятилетий с 1993 по 2022 г. На рис. 2 наглядно представлена разница в масштабах сеток, которые заложены в каждый из массивов используемых данных.

Для анализа термических характеристик использовались среднемесячные данные о температуре поверхности моря (ТПМ) уровня обработки L3 (URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), полученные с помощью съемки в видимом и ИК-диапазоне с пространственным разрешением 0,05° спутниковым спектро радиометром MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), установленным на борту спутника *Aqua*, за теплые периоды 2003–2022 г. и радиометром VIIRS (*Visible Infrared Imaging Radiometer Suite*) на борту *Suomi NPP* за 2013–2022 гг. [15].

Продукт GHRSSST OSTIA (*The Group for High Resolution Sea Surface Temperature Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*) содержит осредненные с помощью оптимальной интерполяции поля данных на глобальной

² Ожигин В. К. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск : ПИНРО, 2016. 260 с.

сетке с разрешением $0,054^\circ$ по широте и долготе [16]. *GHRSSST OSTIA* основывается на спутниковых данных о ТПМ с датчиков высокого разрешения (*AVHRR*, *AMSR-E*, *AATSR*) и данных, полученных с буев. Для расчетов использовались суточные данные *OSTIA* за июнь – август 2013–2022 гг., которые предварительно усреднялись до месячного интервала.



Р и с. 2. Схематичное представление сеток для каждого массива данных: *A* – *MODIS/Aqua* и *VIIRS/Suomi NPP*; *B* – *GHRSSST OSTIA*; *C* – *GLORYS12v1* и *PSY4QV3R1*

Fig. 2. Schematic representation of grids for each data array: *A* – *MODIS/Aqua* and *VIIRS/Suomi NPP*; *B* – *GHRSSST OSTIA*; *C* – *GLORYS12v1* and *PSY4QV3R1*

Продукт *Global Ocean Physics Reanalysis*³ (сокр. *CMEMS GLORYS12v1*) содержит в себе среднемесячные и суточные гидрофизические поля с глобальным охватом в разрешении $0,083^\circ$ по долготе и широте для 50 горизонтов. Модельная составляющая *GLORYS12v1* – система реанализа *ECMWF* (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) *ERA-Interim*, использующая фильтр Калмана для ассимиляции [17] данных о температуре, солёности, течениях, уровне моря и поверхности льда. Для расчетов горизонтальных градиентов использовались среднемесячные значения температуры и солёности воды на поверхности за летний период с июня по август 1993–2020 гг.

Использовался также продукт, в основе которого лежит прогностическая модель *Global Ocean 1/12° Physics Analysis and Forecast updated Daily*⁴ (сокр. *MERCATOR PSY4QV3R1*) является продолжением *CMEMS GLORYS12v1*. Он обеспечивает воспроизведение среднесуточных гидрофизических полей для всего Мирового океана с разрешением $0,083^\circ$. Продукт *MERCATOR PSY4QV3R1* содержит ежедневные данные об уровне океана, солёности, температуре, глубине перемешанного слоя и распространении льда. В *MERCATOR PSY4QV3R1* заложена численная модель *NEMO* [18] с 50 неравномерно расположенными по глубине горизонтами для большинства гидрофизических характеристик. Для исследования использовались среднемесячные данные о температуре и солёности воды на поверхности за летние периоды с июня по август 2021–2022 гг.

Качество используемых спутниковых данных зависит как от вида зондирующих систем, так и от состояния поверхностных вод исследуемой акватории. Погрешность используемых в работе спутниковых данных (*VIIRS/Suomi*

³ Global Ocean Physics Analysis and Forecast : [Dataset] / E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). doi:10.48670/moi-00016

⁴ Global Ocean Physics Reanalysis : [Dataset] / E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). doi:10.48670/moi-00021

NPP и *MODIS/Aqua*) о ТПИМ не превышает $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как погрешность данных реанализа (*GHR SST OSTIA*, *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*) – $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Погрешность данных реанализа (*CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*) о поверхностной солености в среднем составляет менее $0,1$ ЕПС.

Поля поверхностных десятилетних градиентов рассчитывались для всех массивов данных одинаково. Первый этап включал в себя помесечное осреднение полей температуры и солености для каждого десятилетия. Второй этап заключался в расчете горизонтальных градиентов температуры и солености согласно методу, неоднократно апробированному для Баренцева моря [8, 19]. На третьем этапе определялся модуль десятилетнего горизонтального градиента. Вначале производился расчет шага по параллели и меридиану в километрах, далее выполнялся расчет зональной и меридиональной составляющих градиента для каждого узла сетки. Итоговый десятилетний модуль горизонтального градиента рассчитывался как квадратный корень из суммы квадратов зональной и меридиональной составляющих.

Результаты исследования

Градиенты температуры по данным *MODIS/Aqua* и *VIIRS/Suomi NPP*.

На рис. 3 представлены карты поверхностного распределения горизонтальных градиентов температуры по спутниковым данным за июль 1993–2022 гг.

По данным *MODIS/Aqua*, в июне максимальный термический градиент, достигающий $0,03\text{--}0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, наблюдается в центральной и западной частях Баренцева моря вблизи арх. Шпицберген и о. Медвежьего. В первое десятилетие (2003–2012 гг.) в июне основной фронтальной раздел Полярной фронтальной зоны прослеживается во всей центральной части Баренцева моря, в то время как с 2013 по 2022 г. он наблюдается только в западной части моря в области $15^{\circ}\text{--}35^{\circ}$ в. д. При этом в южной части моря значения термических горизонтальных градиентов не велики и в среднем составляют $0,01\text{--}0,015\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а фронт в Прибрежной фронтальной зоне не прослеживается. С 2013 по 2022 г. на севере моря наблюдаются более ярко выраженные поверхностные градиенты, значения которых в среднем достигают $0,02\text{--}0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, что соотносится с десятилетним положением Арктической фронтальной зоны [11]. В Печорском море в июне за два десятилетия июня градиент температуры составляет $0,03\text{--}0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. В июле наблюдается максимальный градиент температуры. В оба десятилетия (см. рис. 3, *a, b*) максимальные значения $0,03\text{--}0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ регистрируются около о. Медвежьего и в Печорском море. В августе за первое и второе десятилетия наблюдается уменьшение термического градиента. Это отражается, например, на Полярной фронтальной зоне, основной фронтальной раздел которой в период с 2002 по 2012 г. проявляется южнее о. Медвежьего и далее в центральной части Баренцева моря, в то время как в 2013–2022 гг. в области $20^{\circ}\text{--}45^{\circ}$ в. д. его положение сложно отследить. Кроме того, в августе 2002–2013 гг. вблизи побережья Скандинавского полуострова отмечается полоса больших значений термического градиента ($> 0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$), которая соотносится с положением Прибрежного фронта, а в Печорском море наблюдаются отдельные участки с термическим градиентом, не превышающим $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Сравнительный анализ по десятилетиям показывает, что максимальные поверхностные градиенты температуры по данным *MODIS/Aqua* регистрируются в июле 2002–2013 гг. Среднее значение горизонтального термического градиента температуры Баренцева моря за прошедшие два десятилетия уменьшилось на 0,01 °C/км.

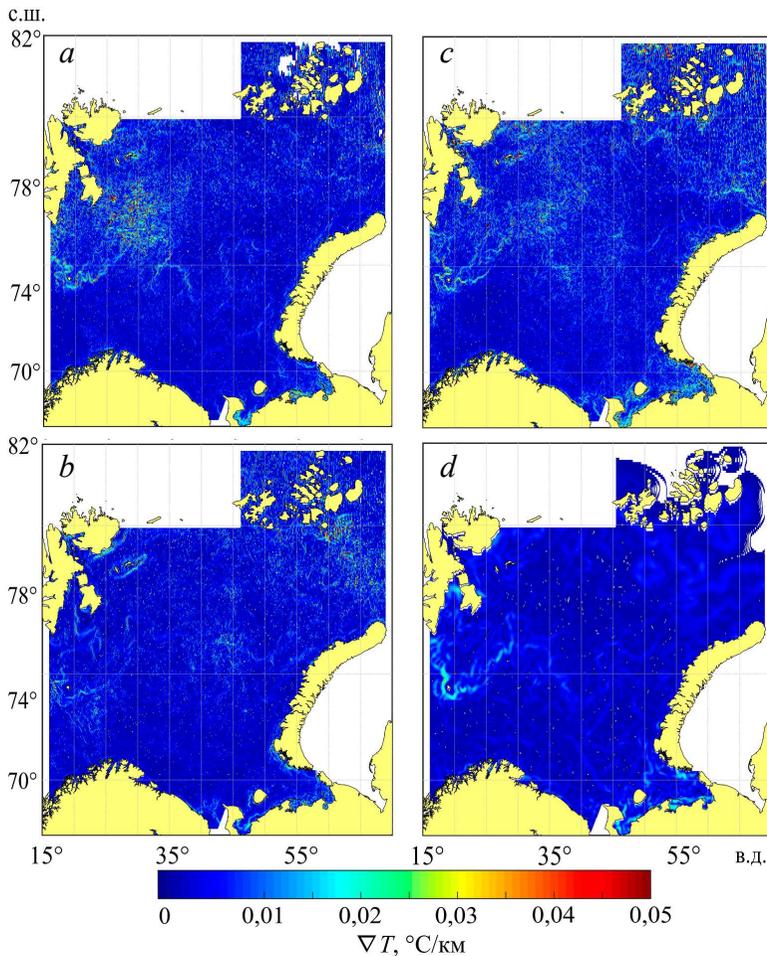


Рис. 3. Распределение десятилетних горизонтальных градиентов температуры Баренцева моря в июле по данным: *a* – *MODIS/Aqua* за 2003–2013 гг.; *b* – *MODIS/Aqua* за 2013–2022 гг.; *c* – *VIIRS/Suomi NPP* за 2013–2022 гг.; *d* – *GHRSSST OSTIA* за 2013–2022 гг.

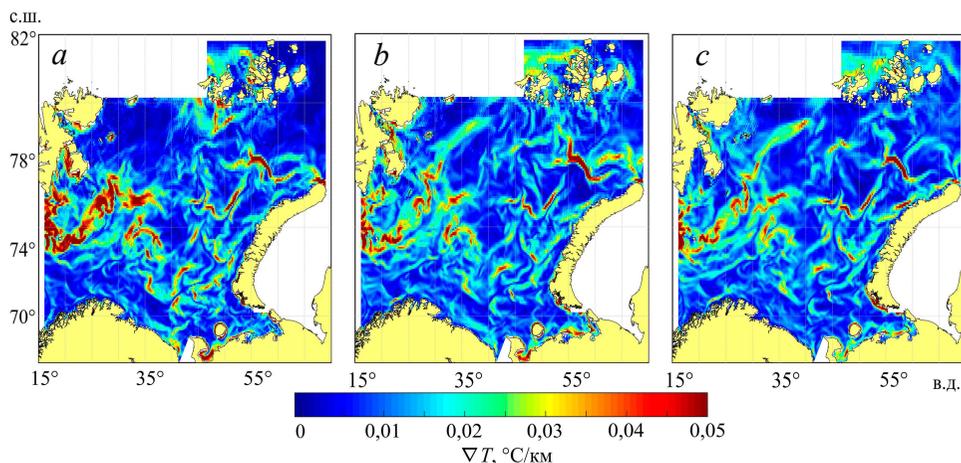
Fig. 3. Distribution of decadal horizontal temperature gradients in the Barents Sea in July based on the satellite data: *a* – *MODIS/Aqua*, 2003–2013; *b* – *MODIS/Aqua*, 2013–2022; *c* – *VIIRS/Suomi NPP*, 2013–2022; *d* – *GHRSSST OSTIA*, 2013–2022

Анализ спутниковых продуктов *VIIRS/Suomi NPP* за летний период 2013–2022 гг. показал, что величина термического градиента по данным из этой базы соотносится с его значениями из массива *MODIS/Aqua*. На рис. 3, *c* в качестве примера приведена карта для июля. Так, Полярная фронтальная зона также проявляется только в районе о. Медвежьего, где значение градиента ТПМ с июня по август варьирует в пределах 0,04–0,05 °C/км, а в Печорском море

его значение соизмеримо с величиной градиента ТПМ по данным *MODIS/Aqua* и составляет 0,03–0,04 °C/км за теплый сезон. При этом вблизи арх. Новая Земля и Земля Франца-Иосифа выделяются отдельные высокоградиентные области, которые можно отнести к Арктической фронтальной зоне. Положение Прибрежной фронтальной зоны за 2013–2022 гг. по данным ТПМ не прослеживается.

Градиенты температуры по данным *GHRSSST OSTIA*. По данным *GHRSSST OSTIA*, максимальное значение градиента температуры в летний период в Баренцевом море не превышает 0,03 °C/км. Чаще всего такие градиенты наблюдаются в июне и июле (см. рис. 3, *d*), в августе их величина уменьшается. Высокоградиентные области прослеживаются в Полярной фронтальной зоне и Печорском море. Положение основного фронта Полярной фронтальной зоны по данным *GHRSSST OSTIA* более выраженное, чем по спутниковым данным, особенно около арх. Шпицберген и о. Медвежьего. Кроме того, на севере Баренцева моря прослеживается Арктическая фронтальная зона, где градиент может достигать 0,025 °C/км. В южной части моря значение градиента не превышает 0,01 °C/км. Стоит отметить, что по данным *OSTIA* в июле прослеживается Прибрежный фронт с градиентом, не превышающим 0,02 °C/км. В целом значения поверхностного градиента по данным реанализа *GHRSSST OSTIA* ниже 0,02 °C/км, чем по спутниковым данным *MODIS/Aqua* и *VIIRS/Suomi NPP*.

Градиенты температуры и солёности по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*. На рис. 4 представлены карты поверхностного распределения горизонтальных градиентов температуры по данным реанализа за июль 1993–2022 гг.



Р и с. 4. Распределение десятилетних горизонтальных градиентов температуры Баренцева моря в июле по данным реанализа: *a* – *CMEMS GLORYS12v1* за 1993–2002 гг.; *b* – *CMEMS GLORYS12v1* за 2003–2012 гг.; *c* – *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* за 2013–2022 гг.

F i g. 4. Distribution of decadal horizontal temperature gradients in the Barents Sea in July based on the reanalysis data: *a* – *CMEMS GLORYS12v1*, 1993–2002; *b* – *CMEMS GLORYS12v1*, 2003–2012; *c* – *CMEMS GLORYS12v1* and *MERCATOR PSY4QV3R1*, 2013–2022

Во все месяцы по данным реанализа *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* прослеживаются высокоградиентные зоны ($> 0,07$ °C/км), соответствующие квазистационарной западной части Полярной фронтальной зоны.

Сравнение полей градиентов ТПМ в июне за три десятилетия показало, что области максимальных градиентов почти совпадают. Восточная часть Полярной фронтальной зоны в первом десятилетии менее выражена (градиенты меньше), чем в двух других. Июнь 2003–2012 гг. отличается высокими значениями градиентов вблизи арх. Земля Франца-Иосифа. В июле в каждом десятилетии (см. рис. 4) также ярко прослеживаются максимальные градиенты ($> 0,07$ °C/км), которые относятся к Полярной фронтальной зоне. Западная часть фронтальной зоны ярко выражена в июле 2013–2022 гг., при этом значения градиентов в ее восточной части существенно не меняются. В отличие от июня, в июле высокоградиентные ($> 0,07$ °C/км) области наблюдаются уже вблизи Карских ворот и в Печорском море, где максимальные градиенты отмечаются также и в третьем десятилетии. В августе за все три десятилетия максимальные значения поверхностных градиентов температуры ($> 0,07$ °C/км) отмечаются в западной и восточной частях Полярной фронтальной зоны. Отдельно стоит отметить области вблизи северной части арх. Новая Земля, Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, где величина термического градиента по сравнению с другими месяцами весомо возросла.

Анализ данных о ТПМ в летние периоды за три десятилетия показал, что в поле градиентов температуры лучше всего идентифицируются Полярная фронтальная зона и фронтальная зона в Печорском море, а максимумы (до $0,15$ °C/км) чаще всего наблюдаются в третьем десятилетии. Стоит также отметить, что по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* Прибрежную фронтальную зону на поверхности за период с 1993 по 2022 г. идентифицировать не удалось.

На рис. 5 представлены карты горизонтального распределения градиента солености по данным реанализа *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*. Значительной изменчивости характеристики за все три исследуемых месяца не наблюдается. В июне небольшие высокоградиентные области ($> 0,03$ ЕПС/км) отмечаются в западной части Полярной и Прибрежной фронтальных зон, вблизи берегов арх. Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Максимальные халинные градиенты ($> 0,07$ ЕПС/км) фиксируются в Печорском море. В июле 2003–2012 гг., в отличие от других десятилетий, градиенты минимальны ($> 0,02$ ЕПС/км), особенно в западной части Полярной фронтальной зоны и в области Канина Носа. Значения градиентов в Печорском море и в области Прибрежной фронтальной зоны близки. В августе сохраняются тенденции июля – во второе десятилетие западная область Полярной фронтальной зоны менее выражена, чем в первое и третье, максимумы наблюдаются в Печорском море и в области Прибрежной фронтальной зоны.

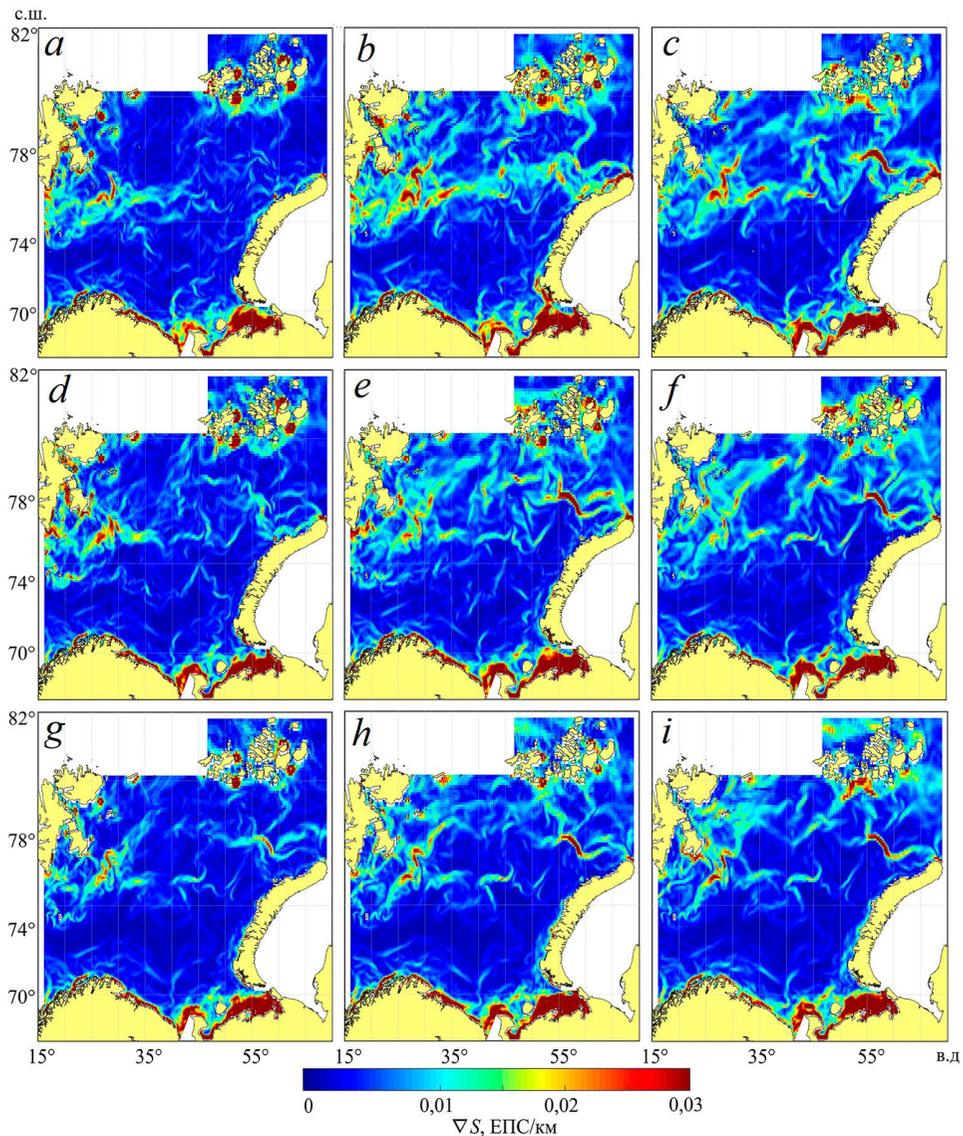


Рис. 5. Распределение десятилетних горизонтальных градиентов солености Баренцева моря по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*: в июне (*a, b, c*), июле (*d, e, f*), августе (*g, h, i*) 1993–2002 (*a, d, g*), 2003–2012 (*b, e, h*), 2013–2022 гг. (*c, f, i*)

Fig. 5. Distribution of decadal horizontal salinity gradients in the Barents Sea based on the *CMEMS GLORYS12v1* and *MERCATOR PSY4QV3R1* data: in June (*a, b, c*), in July (*d, e, f*), in August (*g, h, i*), 1993–2002 (*a, d, g*), 2003–2012 (*b, e, h*), 2013–2022 (*c, f, i*)

Сравнительный анализ термохалинных градиентов Баренцева моря.

В таблице представлены количественные оценки изменчивости среднего по пространству градиента температуры и солености в летние сезоны за три рассматриваемых десятилетия.

**Горизонтальный градиент температуры и солёности Баренцева моря
с 1993 по 2022 г.**

**Horizontal gradient of temperature and salinity in the Barents Sea
in 1993–2022**

Источник данных / Data source	1993–2002			2003–2012			2013–2022		
	Июнь / June	Июль / July	Август / August	Июнь / June	Июль / July	Август / August	Июнь / June	Июль / July	Август / August
∇S , ЕПС/км / ∇S , PSU/km									
<i>CMEMS GLORYS12v1</i>	0,008	0,010	0,009	0,008	0,009	0,009	0,007	0,009	0,008
<i>MERCATOR PSY4QV3R1</i>									
∇T , °C/км / ∇T , °C/km									
<i>CMEMS GLORYS12v1</i>	0,013	0,014	0,013	0,014	0,014	0,013	0,014	0,014	0,014
<i>MERCATOR PSY4QV3R1</i>									
<i>MODIS/Aqua</i>	–	–	–	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005	0,004
<i>VIIRS/Suomi NPP</i>	–	–	–	–	–	–	0,006	0,006	0,005
<i>GHRSSST OSTIA</i>	–	–	–	–	–	–	0,002	0,003	0,003

Полученные оценки показывают, что источник данных значительно влияет на величину осредненного по площади декадного поверхностного градиента. Максимальные значения фонового термического градиента ($> 0,014$ °C/км) по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* наблюдаются в первом десятилетии в июле, а минимальные по *GHRSSST OSTIA* – в третьем десятилетии в июне ($0,003$ °C/км). Значение градиента температуры по данным спутниковых измерений в среднем на $0,005$ °C/км ниже, чем по результатам реанализа. Разница между оценками фонового градиента по используемым в работе данным может составлять более $0,01$ °C/км, что сопоставимо с величиной среднего климатического градиента в Баренцевом море¹. При этом наименьшая разница зафиксирована между фоновыми десятилетними градиентами, рассчитанными по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*, и климатическим градиентом температуры из работы¹, что позволяет отнести эти массивы спутниковых измерений к наиболее предпочтительному источнику данных для анализа поверхностных проявлений фронтальных зон в Баренцевом море на климатических временных масштабах. Максимальные значения градиентов солёности по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* регистрируются в первом десятилетии в июле ($0,1$ ЕПС/км), а минимальные – в третьем десятилетии в июле ($< 0,08$ ЕПС/км).

Анализ десятилетней изменчивости показал, что по данным из всех источников фоновый горизонтальный термический градиент за три десятилетия незначительно увеличился. Такая ситуация возникает в результате изменения объема переноса атлантических вод, что может быть связано с рекордно теплым периодом, который в последнее десятилетие отмечается в Баренцевом море [20]. Увеличение термического градиента в Баренцевом море наблюдается в июле в результате ослабления поверхностных течений и формирования пикноклина, приводящего к значительной неустойчивости в поверхностном слое [21]. Август же характеризуется уменьшением градиента температуры, что связано со снижением числа областей неоднородности в результате повышения температуры до сезонного максимума и устойчивой стратификации в Баренцевом море.

Величина поверхностных градиентов солености за последние три десятилетия существенно уменьшилась, при этом максимум регистрируется в июле. Такая десятилетняя изменчивость может возникать вследствие сокращения ледяного покрова в Баренцевом море [22, 23], которое влияет на интенсивность взаимодействия между океаном и атмосферой и в конечном счете на величину поверхностного горизонтального градиента не только солености, но и температуры. Важно отметить, что на существенную разницу значений термохалинных градиентов, полученных по данным из различных массивов, могли повлиять гидрометеорологические (облачность, ветер) и ледовые процессы, которые в данном исследовании не учитывались.

Заключение

На основе набора данных реанализа и спутниковых измерений был проведен сравнительный анализ горизонтальных десятилетних градиентов термохалинных полей в Баренцевом море за летний период 1993–2022 гг. Анализ поверхностных градиентов показал высокую степень их изменчивости по пространству и времени как внутри теплого сезона, так и между десятилетиями.

Во все месяцы летнего сезона и во всех массивах данных на поверхности прослеживается положение крупномасштабной Полярной фронтальной зоны. В июле и августе по данным *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1* можно определить положение Прибрежной и Арктической фронтальных зон. Установлено, что максимальные фоновые градиенты на поверхности Баренцева моря по данным из всех представленных массивов регистрируются в июле (0,014 °C/км и 0,01 ЕПС/км), а в августе величина градиентов снижается. Показано, что усиление переноса атлантических вод и уменьшение ледяного покрова в Баренцевом море могут быть основными факторами увеличения фонового термического градиента и уменьшения градиента солености.

Разница между рассчитанными оценками фоновых горизонтальных градиентов температуры может достигать более 0,01 °C/км, что сопоставимо со значением среднего климатического градиента температуры в Баренцевом море. Наиболее близка к данному значению величина термического градиента по данным из баз *CMEMS GLORYS12v1* и *MERCATOR PSY4QV3R1*, которые потенциально могут являться наиболее предпочтительным инструментом для определения и анализа многолетней изменчивости поверхностных проявлений фронтальных зон в Баренцевом море.

Таким образом, весоное влияние на получаемую величину горизонтального градиента температуры и солености может оказывать выбор источника данных из различных массивов реанализа или спутниковых измерений для расчетов, что необходимо учитывать при получении итоговой оценки фонового градиента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ice-Edge Eddies in the Fram Strait Marginal Ice Zone / O. M. Johannessen [et al.] // *Science*. 1987. Vol. 236, iss. 4800. P. 427–429. doi:10.1126/science.236.4800.427
2. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies / R. J. Small [et al.] // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2008. Vol. 45, iss. 3–4. P. 274–319. doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001
3. *Boeckel B., Baumann K.-H.* Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 2008. Vol. 67, iss. 3–4. P. 255–273. doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.014
4. Physical structure of the Barents Sea Polar Front near Storbanken in August 2007 / S. Våge [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2014. Vol. 130. P. 256–262. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.11.019
5. *Oziel L., Sirven J., Gascard J.-C.* The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011) // *Ocean Science*. 2016. Vol. 12, iss. 1. P. 169–184. doi:10.5194/os-12-169-2016
6. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море / О. А. Атаджанова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. № 3. С. 237–246. EDN VLPZEM. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-237-246
7. *Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В.* Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Баренцева моря // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 1. С. 78–90. EDN MJZHAL.
8. *Ivshin V. A., Trofimov A. G., Titov O. V.* Barents Sea thermal frontal zones in 1960–2017: variability, weakening, shifting // *ICES Journal of Marine Science*. 2019. Vol. 76, suppl. 1. P. i3–i9. doi:10.1093/icesjms/fsz159
9. 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. С. 48–63. EDN JHJGVM. doi:10.25283/2223-4594-2019-2-48-63
10. *Коник А. А., Зимин А. В., Козлов И. Е.* Пространственно-временная изменчивость характеристик полярной фронтальной зоны в Баренцевом море в первые два десятилетия XXI века // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 4. С. 39–51. EDN GSFVHS. doi:10.7868/S2073667321040043
11. *Коник А. А., Зимин А. В.* Пространственно-временная изменчивость характеристик Арктической фронтальной зоны в Баренцевом и Карском морях в летний период в первые два десятилетия XXI века // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 6. С. 679–693. EDN BSBNO. doi:10.22449/0233-7584-2022-6-679-693
12. A new climate era in the sub-Arctic: Accelerating climate changes and multiple impacts / T. V. Callaghan [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37, iss. 14. L14705. doi:10.1029/2009gl042064
13. Future Arctic climate changes: Adaptation and mitigation time scales / J. E. Overland [et al.] // *Earth’s Future*. 2014. Vol. 2, iss. 2. P. 68–74. doi:10.1002/2013ef000162
14. *Yamanouchi T., Takata K.* Rapid change of the Arctic Climate system and its global influences – Overview of GRENE Arctic Climate change research project (2011–2016) // *Polar Science*. 2020. Vol. 25. 100548. doi:10.1016/j.polar.2020.100548
15. *Liu Y., Minnett P. J.* Sampling errors in satellite-derived infrared sea-surface temperatures. Part I: Global and regional MODIS fields // *Remote Sensing of Environment*. 2016. Vol. 177. P. 48–64. doi:10.1016/j.rse.2016.02.026

16. OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system / J. D. Stark [et al.] // OCEANS 2007 – Europe. Aberdeen, UK : IEEE, 2007. P. 1–4. doi:10.1109/oceanse.2007.4302251
17. Poli P., Healy S. B., Dee D. P. Assimilation of Global Positioning System radio occultation data in the ECMWF ERA-Interim reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2010. Vol. 136, iss. 653. P. 1972–1990. doi:10.1002/qj.722
18. Explicit representation and parametrised impacts of under ice shelf seas in the z* coordinate ocean model NEMO 3.6 / P. Mathiot [et al.] // Geoscientific Model Development. 2017. Vol. 10, iss. 7. P. 2849–2874. doi:10.5194/gmd-10-2849-2017
19. Чвилев С. В. Фронтальные зоны Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 1991. № 11. С. 103–110.
20. Трофимов А. Г., Карсаков А. Л., Ившин В. А. Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 79–91. EDN YXTARF.
21. Пнюшков А. В. Исследование изменчивости структуры циркуляции вод Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1(78). С. 27–37. URL: [http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/ПAA-78/ПAA78-03%20\(27-37\).pdf](http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/ПAA-78/ПAA78-03%20(27-37).pdf) (дата обращения: 02.08.2023).
22. Жичкин А. П. Климатические колебания ледовых условий в разных районах Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2012. № 9. С. 69–78. EDN PDTVID.
23. Изменение гидрологических условий в Баренцевом море как индикатор климатических трендов в евразийской Арктике в XXI веке / В. В. Иванов [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2022. № 1. С. 13–25. EDN TKYDXO.

Об авторах:

Коник Александр Александрович, научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30); кандидат географических наук, **SPIN-код: 5839-1738**, **WoS ResearcherID: AAB-7195-2020**, **ORCID ID: 0000-0002-2089-158X**, **Scopus Author ID: 57203864647**, konikrshu@gmail.com

Атаджанова Оксана Алишеровна, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), кандидат географических наук, **SPIN-код: 5016-2970**, **WoS ResearcherID: R-7835-2018**, **Scopus Author ID: 57188718743**, oksanam07@list.ru

Научная статья

УДК 551.466.7
EDN: HQFDGA

Дисперсия короткопериодных колебаний уровня Черного моря: сезонные и межгодовые изменения

И. П. Медведев

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

Поступила в редакцию 14.08.2023; одобрена после рецензирования 23.09.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать особенности сезонной и межгодовой изменчивости дисперсии короткопериодных колебаний уровня Черного моря.

Методы и результаты. На основе анализа длительных рядов наблюдений за уровнем моря были изучены особенности изменений дисперсии (энергии) синоптических (2–30 сут) и мезомасштабных (2 ч – 2 сут) колебаний уровня Черного моря. С использованием спектрального анализа было установлено, что на восточном побережье Черного моря спектральная плотность колебаний уровня моря увеличивается от лета к зиме и уменьшается от зимы к лету в частотном диапазоне 0,1–0,8 цикл/сут. Для северо-западного и Крымского побережий уровень спектральной плотности осенью и зимой почти не различается, далее снижаясь к весне и лету. Для межгодовых изменений дисперсии синоптических колебаний на восточном побережье моря характерен отрицательный тренд до $-0,25 \text{ см}^2/\text{год}$ в Батуми и $-0,41 \text{ см}^2/\text{год}$ в Поти. Дисперсия мезомасштабных колебаний уровня моря имеет отрицательные тенденции со скоростями от $-0,21 \dots -0,24 \text{ см}^2/\text{год}$ в Одессе и Николаеве, до $-0,13 \text{ см}^2/\text{год}$ в Геленджике.

Выводы. Дисперсия короткопериодных колебаний уровня Черного моря увеличивается от лета к зиме и уменьшается от зимы к лету, что связано с интенсификацией циклонической активности в атмосфере в осенне-зимний период. В лиманах крупных рек в зимний сезон наблюдается локальное сезонное понижение дисперсии колебаний уровня моря, связанное с развитым ледяным покровом, препятствующим формированию ветровых нагонов/сгонов и сейш. Причем, чем выше частота колебаний, тем большую роль играет ледяной покров.

Ключевые слова: колебания уровня моря, Черное море, синоптическая изменчивость, спектр, дисперсия

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0018).

Для цитирования: *Медведев И. П.* Дисперсия короткопериодных колебаний уровня Черного моря: сезонные и межгодовые изменения // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 65–77. EDN HQFDGA.

© Медведев И. П., 2024

Variance of Short-Period Sea Level Oscillations in the Black Sea: Seasonal and Interannual Variations

I. P. Medvedev

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

Abstract

Purpose. The study is aimed at investigating the peculiarities of seasonal and interannual variations of the variance of short-period sea level oscillations in the Black Sea.

Methods and Results. Based on the analyses of long-term sea level observation series, the peculiarities of changes in the variance (energy) of synoptic (2–30 days) and mesoscale (2 h – 2 days) sea level oscillations in the Black Sea were studied. The results of spectral analysis made it possible to find out that on the eastern coast of the Black Sea, the spectral density of sea level oscillations increases from summer to winter and decreases from winter to summer within the frequency range 0.1–0.8 cycles/day. As for the northwestern and Crimean coasts, the spectral density is practically the same in autumn and winter, further it decreases in spring and summer. The interannual changes of the variance of synoptic oscillations on the eastern sea coast are characterized by a negative trend achieving $-0.25 \text{ cm}^2/\text{year}$ in Batumi and $-0.41 \text{ cm}^2/\text{year}$ in Poti. The variance of mesoscale sea level oscillations has the negative trends, the rates of which are from $-0.21 \dots -0.24 \text{ cm}^2/\text{year}$ in Odessa and Nikolaev to $-0.13 \text{ cm}^2/\text{year}$ in Gelendzhik.

Conclusions. The variance of short-period sea level oscillations in the Black Sea increases from summer to winter and decreases from winter to summer, that is related to the intensification of cyclonic activity in the atmosphere during autumn and winter. In the estuaries of large rivers, a local seasonal decrease in the variance of sea level oscillations is observed in winter due to the developed ice cover preventing the formation of wind surges and seiches. At that, the higher the oscillation frequency, the stronger is the ice cover influence.

Keywords: sea level oscillations, Black Sea, synoptic variability, spectrum, variance

Acknowledgements: The research was carried out within the framework of state assignment of IO RAS (theme No. FMWE-2024-0018).

For citation: Medvedev, I.P., 2024. Variance of Short-Period Sea Level Oscillations in the Black Sea: Seasonal and Interannual Variations. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 59-70.

Введение

Черное море – одно из самых изолированных морей Мирового океана. Короткопериодные колебания уровня из смежных бассейнов (Средиземного, Эгейского и Мраморного морей) почти не проходят в акваторию Черного моря из-за узости и мелководности проливов Босфор и Дарданеллы. Вследствие этого короткопериодные колебания формируются непосредственно внутри моря под влиянием атмосферных процессов естественного синоптического периода¹.

В окраинных морях, свободно сообщающихся с открытым океаном, максимальный энергетический вклад в суммарную дисперсию колебаний уровня моря, около 85–90 %, вносят приливы [1]. В Черное море вследствие узости проливов приливы из смежных акваторий также не проникают. В море формируется собственный прилив, который представляет собой реакцию водной

¹ Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Ленинград : Гидрометеиздат, 1988. 231 с.

массы бассейна на непосредственное воздействие приливообразующих сил [2–4]. Максимальная величина прилива в Черном море меняется от 1 см вблизи Крымского полуострова до 18–19 см в Днепро-Бугском лимане и Каркинитском заливе [3]. Вклад приливов в суммарную дисперсию колебаний уровня Черного моря варьируется от 0,3 % в Севастополе до 6 % в Батуми [5].

В [5, 6] на основе классификации² были выделены синоптические (2–30 сут) и мезомасштабные (2 ч – 2 сут) диапазоны периодов колебаний уровня моря. Синоптические и мезомасштабные колебания уровня в Черном море формируются преимущественно под влиянием метеорологических факторов (атмосферного давления и ветра) [7–9]. В мезомасштабном диапазоне периодов динамические процессы формируются под влиянием силы плавучести и вращения Земли вокруг своей оси. Основные виды колебаний уровня Черного моря в этом диапазоне периодов: сейши, сгонно-нагонные явления и приливы^{1,3,4} [5, 7, 10]. В синоптическом диапазоне изменчивости влияние сил плавучести снижается с увеличением периода колебаний и динамика моря определяется вращением Земли вокруг своей оси и неравномерностью этого вращения с широтой (β -эффект). Основной класс движений в этом случае – планетарные волны Россби [8]. В короткопериодной части синоптической изменчивости моря преобладают баротропные волны, в долгопериодной – бароклинные волны, а в интервале между ними преобладают вихревые движения (синоптические вихри) [8].

Если в мезомасштабном диапазоне изменчивости уровня Черного моря можно выделить устойчивые пики, относящиеся к сейшам и приливам (см. [10]), то в синоптическом диапазоне изменчивости отдельные пики слабо выражены. В [8] представлена сводная таблица полученных различными авторами оценок периодов колебаний в синоптическом и мезомасштабном диапазонах. Доминирующим устойчивым пиком в синоптическом диапазоне является широкое увеличение спектральной плотности на периодах 14–16 сут, характерное для приглубых Крымского и Кавказского побережий [5, 11, 12]. В [13] было показано, что это береговые захваченные волны Кельвина, распространяющиеся против часовой стрелки со скоростью 2,3–2,6 м/с и имеющие характерные высоты до 10–20 см.

В [5] на основе длительных рядов наблюдений на 23 прибрежных станциях были детально исследованы эволюция спектра колебаний уровня Черного моря с увеличением частоты колебаний в различных диапазонах изменчивости от 2 ч до 10 лет и особенности пространственного распределения дисперсии колебаний уровня Черного моря в пяти различных частотных диапазонах. Синоптические и мезомасштабные колебания уровня моря демонстрируют значительную неравномерность распределения дисперсии по акватории. Наибольшие значения наблюдаются в мелководной северо-западной части

² Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 262 с.

³ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов [и др.]. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 240 с.

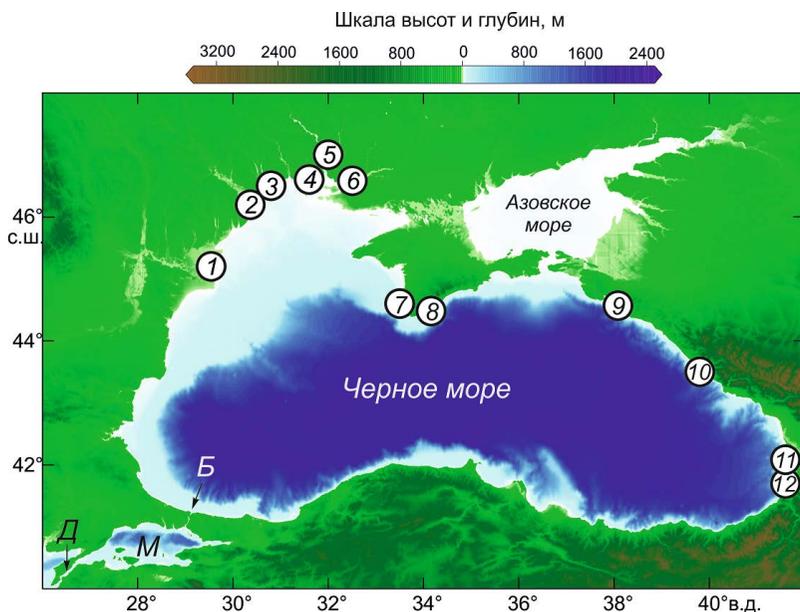
⁴ Архипкин В. С., Иванов В. А., Николаенко Е. Г. Моделирование баротропных сейш в южных морях // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. Москва : Наука, 1989. С. 104–117.

Черного моря, они обусловлены влиянием приземного ветра. Если на станциях Кавказского побережья Черного моря (Туапсе, Поти, Батуми) и вблизи Крымского побережья (Севастополь) дисперсия сезонных и внутригодовых колебаний уровня моря превышает дисперсию синоптических колебаний уровня примерно в 1,5–2 раза, то в северо-западной части наибольший вклад в суммарную дисперсию уровня вносит синоптическая составляющая. В работе [11] В. А. Иванов и В. П. Ястреб на основе ежечасных рядов оценили энергетические характеристики различных видов колебаний уровня Черного моря в трех пунктах: Поти, Туапсе, Феодосии. Вклад синоптической изменчивости в общую дисперсию изменений уровня моря по данным [11, 14] в 5–13 раз больше вклада мезомасштабных колебаний.

В настоящей работе были продолжены описанные выше исследования [5]. Цель работы – исследовать особенности сезонной и межгодовой изменчивости дисперсии короткопериодных колебаний уровня Черного моря. На основе длительных рядов наблюдений были получены качественные и количественные оценки этой изменчивости.

Материалы и методы

Для анализа были использованы длительные ряды ежечасных наблюдений за колебаниями уровня на 12 прибрежных станциях из работы [5]. На рис. 1 показано географическое положение рассматриваемых станций – это постсоветское побережье Черного моря (побережье России, Украины и Грузии). Длительность данных по станциям сильно различалась – от 3 до 38 лет (табл. 1).



Р и с. 1. Расположение береговых мареографов, данные которых были использованы в этом исследовании: 1–12 – номера станций. Другие обозначения: М – Мраморное море, Б – Босфор, Д – Дарданеллы

F i g. 1. Location of the coastal tide gauges the data of which were used in the study: 1–12 are the station numbers. Other designations: M is the Sea of Marmara, B is the Bosphorus, D is the Dardanelles

Сведения о станциях в Черном море, ряды наблюдений которых были использованы
Information on the stations in the Black Sea observation series of which were used

№ станции / Station No.	Станция / Station	Координаты / Coordinates		Период / Period
		°с. ш. / °N	°в. д. / °E	
1	Большое / Bolshoe	42,5	29,7	1977–1984
2	Белгород-Днестровский / Belgorod-Dnestrovsky	46,2	30,4	1977–1995
3	Одесса / Odessa	46,5	30,8	1977–1995
4	Очаков / Ochakov	46,6	31,6	1977–1995
5	Николаев / Nikolaev	47,0	32,0	1977–1995
6	Касперовка / Kasperovka	46,6	32,3	1977–1995
7	Севастополь / Sevastopol	44,6	33,5	1977–1995
8	Ялта / Yalta	44,5	34,2	1977–1995
9	Геленджик / Gelendzhik	44,6	38,1	1977–1992
10	Сочи / Sochi	43,5	39,8	1977–2014
11	Поти / Poti	42,1	41,6	1977–1991
12	Батуми / Batumi	41,7	41,6	1977–1991

Результаты и обсуждение

Сезонные изменения спектра колебаний уровня Черного моря

Спектральная плотность колебаний уровня монотонно падает при возрастании частоты f колебаний по закону f^{-2} , т. е. соответствует «красному шуму» (рис. 2). Нарушения непрерывного спада спектра вызваны преимущественно двумя основными факторами: 1) приливными составляющими и 2) частотно-избирательными свойствами бассейна. Приливы проявляются в виде острых спектральных пиков на фиксированных суточных и полусуточных частотах (D и SD на рис. 2). Изменения уровня моря под воздействием переменного атмосферного давления и ветра в основном носят характер случайного шума и имеют спектр в виде непрерывной функции от частоты (континуум). В зависимости от частотно-избирательных свойств всего моря и акватории его отдельных частей (заливов и бухт) меняется характер непрерывной части спектра. Вблизи резонансных частот, где концентрируется энергия собственных колебаний уровня бассейна (сейш), образуются локальные «горбы» непрерывного спектра.

Характер сезонной изменчивости спектров сильно различается в зависимости от частоты. В низкочастотном диапазоне ($< 0,8$ цикл/сут) наблюдается существенная разница в энергии зимних и летних спектров. Для восточного побережья моря (Батуми и Сочи) характерно увеличение спектральной плотности от лета к зиме и уменьшение от зимы к лету. Причем в осенний и весенний сезоны спектры имеют близкий уровень энергии. Для северо-западного (Очаков, Одесса и Большое) и Крымского побережий уровень спектральной плотности осенью и зимой почти не различается, далее снижаясь к весне и лету. На станциях Николаев, Касперовка и Белгород-Днестровский, расположенных в лиманах крупных рек (Южный Буг, Днепр и Днестр соответственно), уровень спектральной плотности зимой, осенью и весной имеет близкие значения. Увеличение спектральной плотности в осенне-зимний период связано

с интенсификацией циклонической активности в атмосфере. В лиманах крупных рек подобного зимнего усиления не наблюдается, видимо, из-за ледяного покрова, который частично демпфирует синоптические колебания уровня моря.

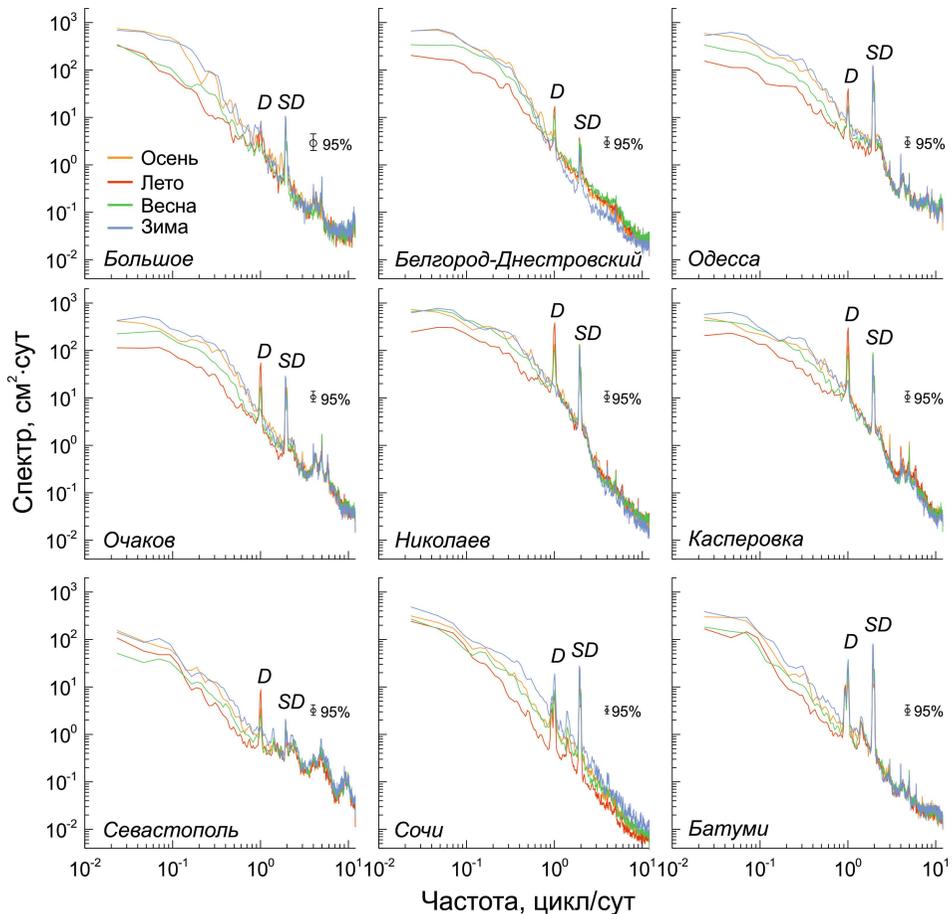


Рис. 2. Сезонные спектры колебаний уровня моря на девяти станциях Черного моря
Fig. 2. Seasonal spectra of the sea level oscillations at nine stations in the Black Sea

В высокочастотной области спектра ($> 1,2$ цикл/сут) почти на всех рассматриваемых станциях уровень спектральной плотности в зависимости от сезона слабо меняется. Исключением являются спектры для станции Сочи, где сезонная изменчивость высокочастотных колебаний повторяет особенность, характерную для низкочастотной области спектра этой станции, – усиление в зимний сезон. На станциях, расположенных в лиманах крупных рек (Николаев, Касперовка и Белгород-Днестровский), энергия высокочастотных колебаний уровня зимой даже немного уступает спектральной плотности, характерной для других сезонов года. Вероятно, это связано с развитием ледяного покрова в зимний сезон [15], препятствующего формированию в лиманах колебаний уровня моря ветрового происхождения (нагонов и сейш).

Отдельное внимание на рис. 2 следует обратить на радиационные (термические) приливные спектральные пики на частотах 1 цикл/сут и кратных частотах. Радиационными приливами называются движения воды, непосредственно или косвенным образом связанные с излучением Солнца [3, 10]. Они формируются под совместным воздействием различных периодических факторов: суточных колебаний температуры воды и воздуха, атмосферных приливов и бризового ветра. Подробно об особенностях радиационных и гравитационных приливов в Черном море можно прочитать в [3].

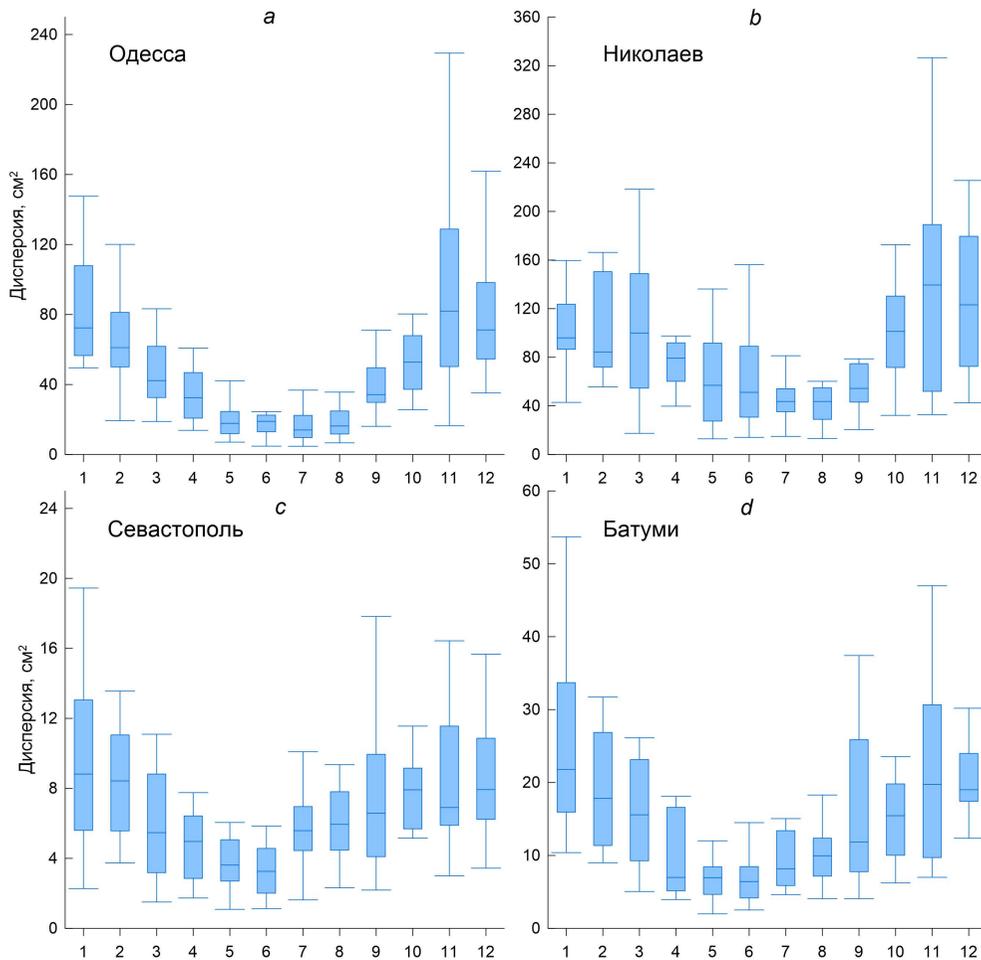
Суточные пики на рис. 2, видимо, имеют существенный вклад радиационной компоненты. Вследствие этого пик с частотой 1 цикл/сут сильно меняется в течение года: зимой он наиболее слабый, на некоторых станциях (Очаков, Николаев, Севастополь) он даже отсутствует. Летом этот пик достигает максимальных значений энергии, даже превышая полусуточный приливной пик на станциях Очаков, Николаев, Касперовка. Следует обратить внимание, что сезонная изменчивость суточного пика на большинстве станций находится в противофазе характеру сезонной изменчивости непрерывной части спектра в диапазоне частот 0,2–2 цикл/сут.

Эти особенности сезонной изменчивости спектра подтверждают гипотезу о бризовом происхождении этих суточных спектральных пиков (см. [3, 10]). На северном побережье Черного моря бризовые ветры наблюдаются с апреля по октябрь [16]. Наибольшая повторяемость бризов наблюдается на Южном берегу Крыма: в среднем свыше 50 сут/год, местами до 190 сут/год (в Ялте) [16]. На Кавказском побережье повторяемость бризов увеличивается в направлении с севера на юг от 18 до 50 сут/год [16]. Согласно [17] энергия суточных колебаний уровня моря у берегов Болгарии летом в 3–4 раза больше, чем зимой. В [18] было показано, что бризовый ветер у берегов Болгарии вызывает суточные колебания уровня с амплитудой около 3–4 см, тогда как влияние суточных изменений температуры воды на изменения уровня моря пренебрежимо мало. Полусуточный спектральный пик на рис. 2 имеет астрономическое приливное происхождение [3], вследствие чего особенных изменений от сезона к сезону не претерпевает.

Сезонные изменения дисперсии синоптических колебаний уровня

Для количественной оценки сезонной изменчивости энергии короткопериодных колебаний уровня Черного моря по каждой месячной серии ежедневных наблюдений были рассчитаны спектры и получены значения дисперсии в различных частотных диапазонах. Для расчета использовались остаточные (неприливные) ряды изменения уровня моря. Они были получены путем вычитания из исходных рядов изменения уровня приливных колебаний, рассчитанных с помощью гармонического анализа по методу наименьших квадратов [3]. Основное внимание было уделено синоптическому диапазону с периодами колебаний от 2 сут до одного месяца, а также мезомасштабному диапазону с периодами колебаний от 2 ч до 2 сут. Дисперсию для выделенных диапазонов можно оценить как $\sigma^2 = \Delta f \sum S(f_i)$, где Δf – спектральное разрешение по частоте, а i меняется в заданных пределах. Далее для каждого месяца были рассчитаны медиана, нижний (первый) и верхний (третий) квартили (25-й и 75-й перцентили соответственно). Края статистически значимой выборки (концы

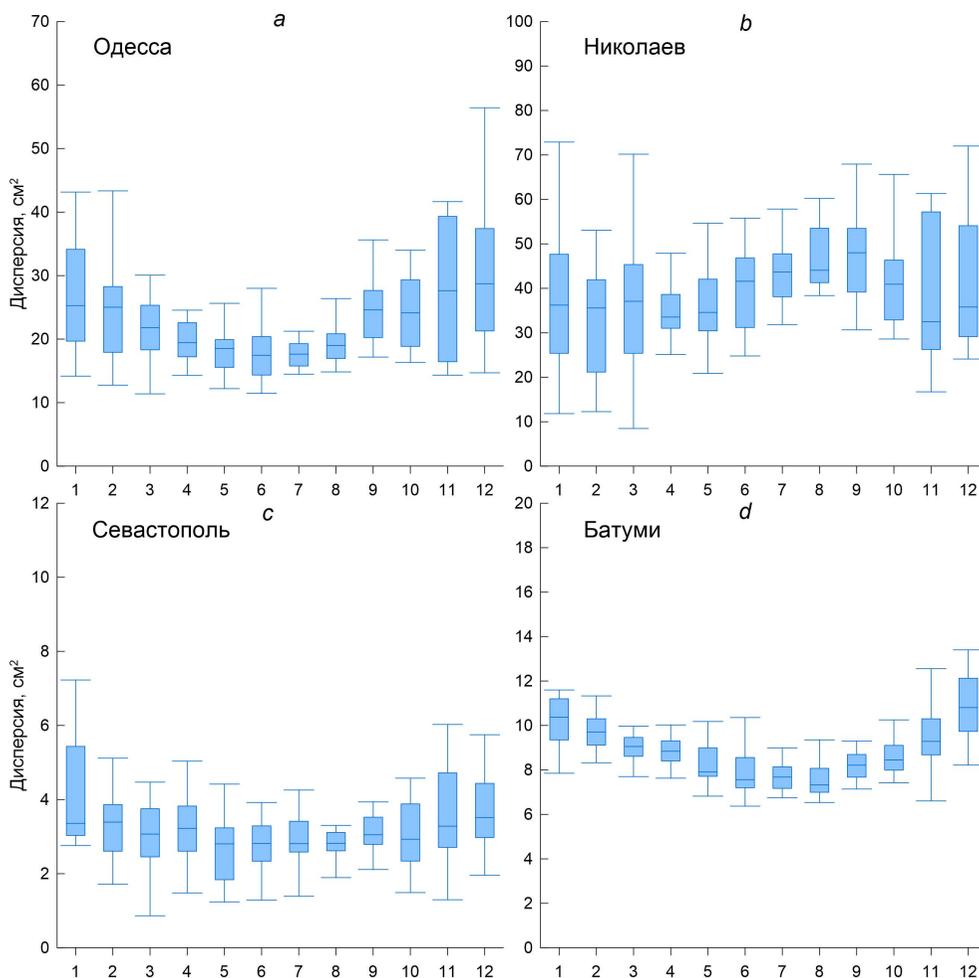
усов) определялись разностью первого квартиля и полутора межквартильных расстояний (в случае нижнего) и суммой третьего квартиля и полутора межквартильных расстояний (в случае верхнего). Межквартильное расстояние (интерквартильный размах, *IQR*) определяется как разность значений третьего и первого квартилей.



Р и с. 3. Диаграммы размаха («ящики с усами») сезонных изменений дисперсии синоптических колебаний уровня моря на станциях Одесса (a), Николаев (b), Севастополь (c) и Батуми (d)
F i g. 3. Box plots of seasonal variations of the variance of synoptic sea level oscillations at the stations Odessa (a), Nikolaev (b), Sevastopol (c), and Batumi (d)

На рис. 3 показаны рассчитанные диаграммы размаха («ящики с усами») оценок дисперсии синоптических колебаний уровня для станций Одесса, Николаев, Севастополь и Батуми. Для всех четырех станций характерны высокие значения дисперсии в осенне-зимний период и пониженные в летний. Причем в глубоководных частях моря (Севастополь и Батуми) минимум дисперсии наблюдается в мае – июне, в Одессе этот период шире – с мая по август, а в Николаеве смещается к концу лета, на июль – август. Межгодовой разброс оценок

дисперсии с ноября по январь также существенно выше, чем в другие месяцы. В северо-западной части моря (рис. 3, *a, b*) максимальное медианное значение дисперсии так же, как и разброс экстремальных значений, достигает своего максимума в ноябре. В Николаеве, вероятно, сказывается влияние речного стока, повышающего разброс оценок дисперсии в мае – июне. В Севастополе и Батуми максимальные значения медианы наблюдаются в январе (рис. 3, *c, d*). В сентябре на этих станциях отмечается локальное повышение как медианной оценки, так и разброса.



Р и с. 4. Диаграммы размаха («ящики с усами») сезонных изменений дисперсии мезомасштабных колебаний уровня моря на станциях Одесса (*a*), Николаев (*b*), Севастополь (*c*) и Батуми (*d*)
F i g. 4. Box plots of seasonal variations of the variance of mesoscale sea level oscillations at the stations Odessa (*a*), Nikolaev (*b*), Sevastopol (*c*), and Batumi (*d*)

Для мезомасштабного диапазона изменчивости характерны иные диаграммы размаха оценок дисперсии колебаний уровня (рис. 4). Максимальные значения наблюдаются осенью и зимой. Минимальные значения медианы дис-

персии в Одессе, Севастополе и Батуми характерны для мая – августа. В Николаеве наиболее низкие значения дисперсии наблюдаются в апреле, мае и ноябре. Разброс значений дисперсии для трех станций (рис. 4, *a, c, d*) уменьшается от зимы к лету и увеличивается от лета к зиме. Для Николаева характерны нетипичные гистограммы с увеличением медианных значений дисперсии с мая по сентябрь с последующим уменьшением медианы и увеличением разброса к ноябрю – декабрю.

Вероятно, причиной этого эффекта является межгодовая изменчивость ледяного покрова. В годы с максимальной продолжительностью ледяного покрова значения дисперсии мезомасштабных колебаний уровня ниже по сравнению с летними месяцами. Например, это иллюстрируют нижние усы с ноября по март на диаграммах в Николаеве (рис. 3, *b*). Вследствие того, что продолжительный ледяной покров в Бугском лимане наблюдается почти каждый год [15], медианные значения дисперсии в ноябре – декабре также ниже, чем в остальные месяцы. Для зим со слабым ледяным покровом характерно увеличение дисперсии мезомасштабных колебаний, вызванное циклонической активностью, о чем свидетельствуют максимальные значения диаграмм для зимних месяцев (верхние усы).

Межгодовые изменения дисперсии короткопериодных колебаний уровня

Как было показано в предыдущем разделе, оценки дисперсии для отдельных месяцев меняются год от года. Для анализа межгодовой изменчивости дисперсии короткопериодных колебаний уровня были рассчитаны среднегодовые значения. На рис. 5 показаны ежегодные значения дисперсии синоптических (*a*) и мезомасштабных (*b*) колебаний уровня моря. Коэффициент вариации (c_v), отображающий степень изменчивости значений σ_{syn}^2 по отношению к среднему значению выборки, составлял от 0,17 для станции Николаев до 0,29 для станции Геленджик. Для межгодовых изменений σ_{syn}^2 на восточном побережье моря характерен отрицательный тренд до $-0,25 \text{ см}^2/\text{год}$ в Батуми и $-0,41 \text{ см}^2/\text{год}$ в Потти, что пропорционально уменьшению σ_{syn}^2 на 1,3 и 1,8 % в год от среднего значения соответственно (рис. 5, *a*). Для Крымского и северо-западного побережий моря ярко выраженный тренд отсутствует, а в Николаеве наблюдается уже слабая тенденция к повышению σ_{syn}^2 с 1977 по 1995 г. со скоростью $0,46 \text{ см}^2/\text{год}$ (0,44 %).

Значения дисперсии мезомасштабных колебаний σ_{mes}^2 на некоторых станциях также существенно меняются от года к году (рис. 5, *b*): коэффициент вариации для Севастополя, Геленджика и Потти составляет 0,22, 0,30 и 0,18 соответственно. Для станций Ялта, Одесса, Николаев c_v снижается до 0,13–0,16. В Батуми c_v составляет 0,04, что отображает слабую межгодовую изменчивость значений σ_{mes}^2 . Таким образом, две близлежащие станции – Батуми и Потти – имеют разный характер межгодовых изменений σ_{mes}^2 (рис. 5, *b*). Причем если в Батуми значимых тенденций в изменениях σ_{mes}^2 не выявлено, то в Потти наблюдается отрицательный тренд со скоростью $-0,09 \text{ см}^2/\text{год}$ (1,4 %). В Геленджике характер межгодовых изменений иной, но скорость уменьшения σ_{mes}^2 даже выше, чем в Потти: $-0,13 \text{ см}^2/\text{год}$ (3,7 %). Для Крымского побережья выраженные тенденции в межгодовой изменчивости отсутствуют. Причем

в Севастополе и Ялте межгодовые изменения σ_{mes}^2 происходят в противофазе. В Одессе и Николаеве наблюдается сходный характер межгодовой изменчивости со слабым отрицательным трендом ($-0,21 \dots -0,24 \text{ см}^2/\text{год}$; $0,6-0,9 \%$) в значениях σ_{mes}^2 .

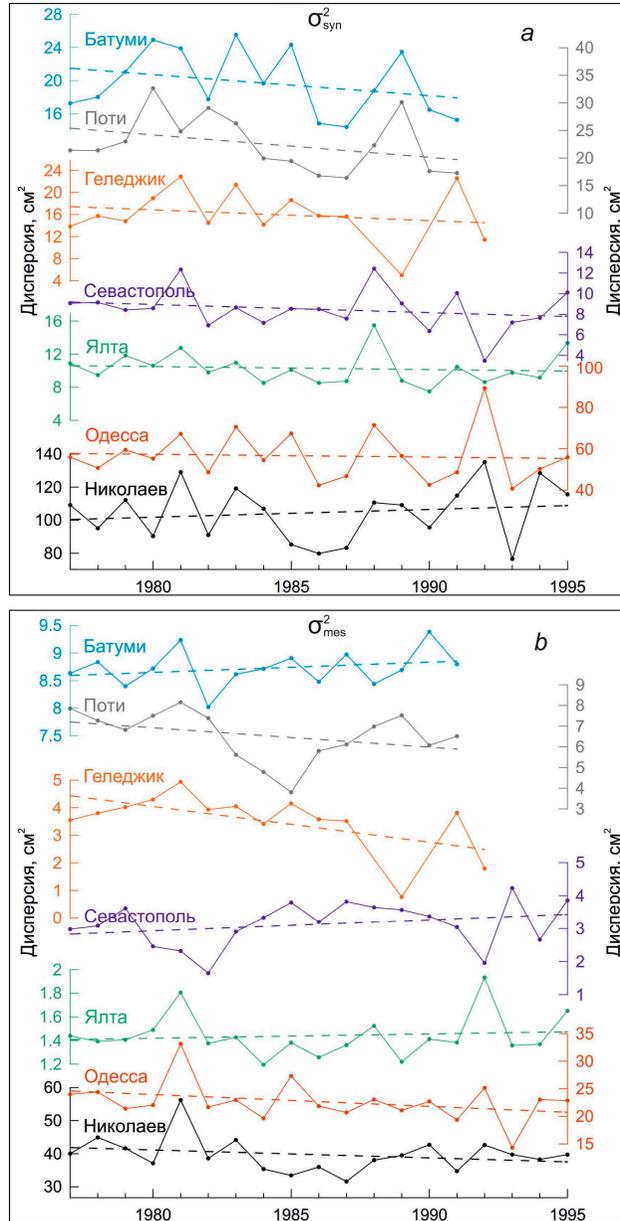


Рис. 5. Межгодовые изменения дисперсии синоптических (a) и мезомасштабных (b) колебаний уровня Черного моря на станциях Батуми, Потти, Геленджик, Севастополь, Ялта, Одесса и Николаев. Штриховой линией показаны долгосрочные линейные тренды

Fig. 5. Interannual changes of variance of the synoptic (a) and mesoscale (b) Black Sea level oscillations at the stations Batumi, Poti, Gelendzhik, Sevastopol, Yalta, Odessa and Nikolaev. Dashed line shows the long-term linear trends

Выводы

Длительные ряды наблюдений за уровнем моря позволили исследовать особенности изменения дисперсии (энергии) колебаний уровня Черного моря. На основе результатов спектрального анализа в настоящей работе были даны количественные и качественные характеристики сезонной и межгодовой изменчивости уровня моря в различных физико-географических условиях.

На восточном побережье Черного моря спектральная плотность колебаний уровня моря увеличивается от лета к зиме и уменьшается от зимы к лету в частотном диапазоне 0,1–0,8 цикл/сут. Для северо-западного (Очаков, Одесса и Большое) и Крымского побережий уровень спектральной плотности осенью и зимой почти не различается, далее снижаясь к весне и лету. Эти особенности сезонной изменчивости спектра колебаний уровня моря связаны с интенсификацией циклонической активности в атмосфере в осенне-зимний период.

В лиманах крупных рек (например, станции Николаев, Касперовка и Белгород-Днестровский) развитый ледяной покров в зимний сезон препятствует формированию ветровых колебаний уровня моря (нагонов/сгонов и сейш), вследствие чего спектральная энергия снижается. Причем чем выше частота, тем все большую роль играет ледяной покров. Так, в синоптическом частотном диапазоне в этих районах моря уровень спектральной плотности зимой близок к осенним и весенним значениям, а в мезомасштабном частотном диапазоне даже ниже их.

Ярко выраженный суточный спектральный пик имеет радиационное (термическое) приливное происхождение, в отличие от полусуточного пика, связанного с классическими астрономическими приливами. Видимо, основной фактор, влияющий на формирование этого пика, – бризовые ветры. Вследствие этого суточный пик слабо выделяется в зимний сезон и достигает своих максимальных значений энергии летом, когда бризовая циркуляция наиболее развита.

Значения дисперсии колебаний уровня меняются как от месяца к месяцу, так и от года к году. Для анализа межгодовой изменчивости дисперсии короткопериодных колебаний уровня были рассчитаны среднегодовые значения. Для межгодовых изменений дисперсии синоптических колебаний на восточном побережье моря характерен отрицательный тренд до $-0,25 \text{ см}^2/\text{год}$ в Батуми и $-0,41 \text{ см}^2/\text{год}$ в Потти, что составляет 1,3 и 1,8 % от среднего значения соответственно. Дисперсия мезомасштабных колебаний уровня моря имеет отрицательные тенденции со скоростями от $-0,21 \dots -0,24 \text{ см}^2/\text{год}$ (0,6–0,9 %) в Одессе и Николаеве до $-0,13 \text{ см}^2/\text{год}$ (3,7 %) в Геленджике.

На основе полученных результатов была оценена сезонная и межгодовая изменчивость энергии колебаний уровня Черного моря. В случае мезомасштабного диапазона периодов эти оценки отображают изменчивость колебаний уровня моря ветрового происхождения, в первую очередь сгонно-нагонных явлений и сейш.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wunsch C. Bermuda sea level in relation to tides, weather, and baroclinic fluctuations // *Reviews of Geophysics*. 1972. Vol. 10, iss. 1. P. 1–49. doi:10.1029/RG010i001p00001
2. Medvedev I. P., Rabinovich A. B., Kulikov E. A. Tides in three enclosed basins: the Baltic, Black, and Caspian seas // *Frontiers in Marine Science*. 2016. Vol. 3. 46. doi:10.3389/fmars.2016.00046

3. *Medvedev I. P.* Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. Vol. 175, iss. 6. P. 1951–1969. doi:10.1007/s00024-018-1878-x
4. Tidal dynamics in the inter-connected Mediterranean, Marmara, Black and Azov seas / C. Ferrarin [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2018. Vol. 161. P. 102–115. doi:10.1016/j.pocan.2018.02.006
5. *Медведев И. П.* Дисперсионный анализ колебаний уровня Черного моря в широком диапазоне частот // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 6. С. 489–500. EDN YPUYWL. doi:10.22449/0233-7584-2018-6-489-500
6. *Медведев И. П.* О формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 463, № 3. С. 347–352. EDN TZMFEJ. doi:10.7868/S0869565215210185.
7. *Иванов В. А., Янковский А. Е.* Длинноволновые движения в Черном море. Киев : Наукова думка, 1992. 110 с.
8. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.
9. *Медведев И. П.* Численное моделирование метеорологических колебаний уровня Черного моря // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 4. С. 546–557. EDN DKZHQY. doi:10.31857/S0030157422040086
10. *Медведев И. П., Куликов Е. А.* Спектр мезомасштабных колебаний уровня северной части Черного моря: приливы, сейши, инерционные колебания // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 1. С. 10–17. EDN VIOSCL. doi:10.7868/S0030157416010093
11. *Иванов В. А., Ястреб В. П.* О колебаниях уровня Черного моря // *Водные ресурсы*. 1989. № 2. С. 97–104.
12. *Stanev E. V., Grashorn S., Zhang Y. J.* Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean Seas system // *Ocean Dynamics*. 2017. Vol. 67, iss. 8. P. 1003–1025. doi:10.1007/s10236-017-1071-2
13. *Aydın M., Beşiktepe Ş. T.* Mechanism of generation and propagation characteristics of coastal trapped waves in the Black Sea // *Ocean Science*. 2022. Vol. 18, iss. 4. P. 1081–1091. doi:10.5194/os-18-1081-2022
14. *Горячкин Ю. Н., Иванов В. А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2006. 210 с.
15. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2 : Черное море / Ю. П. Ильин [и др.]. Севастополь, 2012. 421 с.
16. *Фомичева Л. А., Рабинович А. Б., Демидов А. Н.* Уровень моря // *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*. Ленинград : Гидрометеиздат, 1991. Т. IV : Черное море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. С. 329–354. (Проект «Моря СССР»).
17. *Мънгов Г.* Изследване колебанията на морското ниво по Българското крайбрежие в средномащабен честотен диапазон // *Хидрология и метеорология*. 1981. Т. 30, № 2. С. 20–32.
18. *Кръстева Е.* Денонощни колебания на черноморското ниво около Варна и Бургас // *Проблеми на географията*. 1981. Книга 2. С. 15–24. URL: https://geoproblems.eu/wp-content/uploads/archives/1981_2.pdf (дата обращения: 14.01.2023).

Об авторе:

Медведев Игорь Павлович, ведущий научный сотрудник, лаборатория цунами, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0748-0062**, **Scopus Author ID: 55656381400**, **ResearchID: L-6118-2013**, **SPIN-код: 1867-8876**, patamates@gmail.com

Научная статья

УДК 551.466.3
EDN: ZNPAZD

Соотношение глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря

А. С. Запевалов , А. В. Гармашов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 sevzepter@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2023; одобрена после рецензирования 02.07.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Целью настоящей работы является анализ изменчивости отношения глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн, а также связи этого отношения с асимметрией распределения возвышений морской поверхности.

Методы и результаты. Анализ проводится на основе данных волновых измерений со стационарной океанографической платформы, расположенной на Черном море в районе Южного берега Крыма. Глубина в том месте, где установлена платформа, составляет ~ 30 м. Анализируемый массив данных насчитывает 17083 20-минутных сеансов измерений. Аномальные волны выделялись по индексу аномальности AI , равному отношению максимальной за сеанс высоты волны и значительной высоты волн. Аномальные волны, у которых $AI > 2$, наблюдались в 562 сеансах измерений, что соответствует вероятности их появления, равной 3,3%. Значения AI лежат в пределах 1,16–2,79. Отношение глубины впадины Th наиболее высокой волны и высоты ее гребня Cr находится в диапазоне $0,37 < Th/Cr < 1,47$ при среднем значении 0,79.

Выводы. Статистические характеристики волн, определенные в присутствии аномальных волн, заметно отличаются от характеристик, полученных при $AI < 2$. В ситуациях, когда $AI < 2$, вероятность события, при котором глубина впадины Th наиболее высокой волны больше высоты ее гребня Cr , составляет 10,9%. Событие $Th/Cr > 1$ не наступает, если $AI < 1,4$. Когда присутствуют волны, удовлетворяющие условию $AI > 2$, вероятность события $Th/Cr > 1$ составила 19,4%. Показано, что условие $Th/Cr > 1$ не является необходимым для появления отрицательной асимметрии распределения возвышений морской поверхности. Вероятность больших отклонений асимметрии от нулевого значения как в сторону положительных, так и в сторону отрицательных значений при $AI > 2$ выше, чем при $AI < 2$. Статистическая связь между асимметрией и отношением Th/Cr наблюдается только у аномальных волн.

Ключевые слова: морская поверхность, аномально высокие волны, индекс аномальности, асимметрия распределения возвышений, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2021-0004 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования».

Для цитирования: Запевалов А. С., Гармашов А. В. Соотношение глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 78–86. EDN ZNPAZD.

Ratio between Trough and Crest of Surface Waves in the Coastal Zone of the Black Sea

A. S. Zapevalov , A. V. Garmashov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
 sevzepter@mail.ru

Abstract

Purpose. The work is purposed at analyzing variability of the ratio between trough and crest of the sea surface waves, as well as the relationship of this ratio with the skewness of surface elevations.

Methods and Results. The analysis is based on the wave measurements performed from the stationary oceanographic platform located near the Southern coast of Crimea in the Black Sea. The depth at the place where the platform was installed is about 30 m. The analyzed data array totals 17083 twenty-minute measurement sessions. The freak waves were identified by the abnormality index AI equal to the ratio between the maximum wave height per session and the significant wave height. The freak waves with index $AI > 2$ were observed in 562 measurement sessions that corresponds to a probability of their occurrence equal to 3.3%. The AI values range from 1.16 to 2.79. The ratio between the trough depth Th of the highest wave and its crest height Cr is in the range $0.37 < Th/Cr < 1.47$, at that the average value is 0.79.

Conclusions. Statistical characteristics of the waves revealed in the presence of freak waves differ noticeably from those obtained at $AI < 2$. In the situations when $AI < 2$, the probability of an event when the trough depth Th of the highest wave exceeds its crest height Cr is 10.9%. The event with $Th/Cr > 1$, does not occur if $AI < 1.4$. When there are the waves satisfying condition $AI > 2$, the probability of an event with $Th/Cr > 1$ is 19.4%. It is shown that condition $Th/Cr > 1$ is not necessary for arising of a negative skewness in the distribution of sea surface elevations. The probability of large asymmetry deviations from a zero value both towards the positive values and towards the negative ones, is higher at $AI > 2$ than at $AI < 2$. The statistical relationship between the skewness and the Th/Cr ratio is observed only for freak waves.

Keywords: sea surface, freak wave, abnormality index, skewness, Black Sea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment on theme FNNN-2021-0004 “Fundamental studies of oceanological processes which determine state and evolution of marine environment influenced by natural and anthropogenic factors, based on observation and modeling methods”.

For citation: Zapevalov, A.S. and Garmashov, A.V., 2024. Ratio between Trough and Crest of Surface Waves in the Coastal Zone of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 71-78.

Введение. В классическом представлении морские поверхностные волны имеют трохoidalную форму: заостренная вершина и плоская впадина. Волнам подобной формы соответствует распределение возвышений морской поверхности с положительной асимметрией. В опубликованной в 1963 г. работе [1] было показано, что в случае, когда структуру морской поверхности формируют свободные незатухающие волны, асимметрия всегда положительна. В настоящее время для описания распределения слабо нелинейного волнового поля используются несколько типов моделей: построенные на основе разложения Стокса [2, 3], а также модели, в которых кумулянты возвышений морской поверхности описываются многомерными интегралами волновых спектров [4, 5]. Определенная в рамках указанных моделей асимметрия также всегда является положительной.

В то же время многочисленные измерения, проведенные в разных регионах Мирового океана, свидетельствуют о том, что существуют ситуации, когда асимметрия возвышений морской поверхности является отрицательной [6–10]. Возможная причина, объясняющая, почему слабо нелинейные модели случайных волн не описывают эти ситуации, заключается в том, что они построены для статистически однородного поля, в котором нелинейность проявляется в виде незначительных поправок [3]. В реальном волновом поле существуют механизмы, приводящие к локальным эффектам, которые нельзя считать слабо нелинейными. Такими, в частности, являются аномально высокие волны [11], в присутствии которых наблюдаются значительные отклонения асимметрии и эксцесса от нулевых значений. Асимметрия может достигать значения $-0,4$, эксцесс – превышать единицу [7, 8].

Выделяют несколько форм аномальных волн [12, 13] с разным соотношением высоты гребня и глубины впадины, в том числе волны, у которых глубина впадины больше высоты гребня. Присутствие подобных волн должно приводить к смещению асимметрии распределения возвышений морской поверхности в сторону отрицательных значений.

Целью настоящей работы является анализ изменчивости отношения глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн, а также связь этого отношения с асимметрией распределения возвышений морской поверхности.

Аппаратура и условия измерений. Исследования поля морских поверхностных волн проводились на стационарной океанографической платформе, расположенной в прибрежной части Черного моря у Южного берега Крыма. Измерительная аппаратура, а также особенности проведения измерений со стационарной океанографической платформы описаны в работах [9, 14–16]. Глубина моря в точке, где установлена платформа, составляет ~ 30 м. Для характерных черноморских волн указанная глубина соответствует условию глубокой воды.

Измерения с несколькими небольшими перерывами проводились в период с мая 2018 г. по январь 2019 г. Для статистического анализа непрерывные измерения разбивались на сеансы длительностью 20 мин каждый, из которых определялись характеристики волн.

Соотношение впадина/гребень. Для выявления аномально высоких волн используется индекс аномальности (*abnormality index* – *AI*) [17–19]

$$AI = H_{\max} / H_S,$$

где H_{\max} – максимальная в течение сеанса измерений высота волны; H_S – значимая высота волн, равная $1/3$ части средней высоты самых высоких волн. Принято считать, что аномальными являются волны, высота которых более чем в два раза превышает значительную высоту волн, т. е. те волны, у которых $AI > 2$.

Еще один менее распространенный критерий для выделения аномальных волн построен на основе отношения [20]

$$CI = Cr / H_S,$$

где Cr – высота гребня максимальной волны. Аномальными считаются волны с CI , превышающим критическое значение, которое задается равным 1,2, 1,25 или 1,3. Связь параметров AI и CI анализировалась в работе [19]. Было показано, что использование критерия CI приводит к заниженной оценке числа ситуаций, в которых наблюдаются аномальные волны, по сравнению с оценкой, полученной по критерию $AI > 2$. Расхождение связано с существованием аномальных волн, у которых высота гребня меньше глубины впадины.

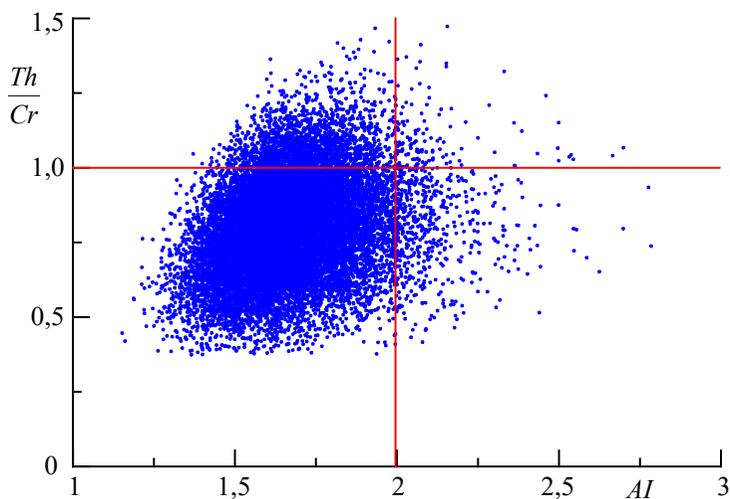
Анализируемый в настоящей работе массив данных составил 17083 сеанса измерений. Аномальные волны (по критерию $AI > 2$) были зарегистрированы в 562 сеансах, что соответствует вероятности их появления, равной 3,3%. Для сравнения укажем, что при измерениях у западного черноморского побережья Турции (глубина 12,5 м) вероятность появления аномальных волн составила 2,6% [8].

Массив данных получен при скоростях ветра W_{10} от штиля (условно 0 м/с) до 26 м/с при средней за весь период измерений скорости 5,6 м/с. Здесь скорость ветра W_{10} приведена к горизонту 10 м. Значительная высота волн H_s в этот период менялась в диапазоне 0,04–2,27 м при среднем значении 0,55 м/с. Практически в тех же диапазонах происходило изменение W_{10} и H_s в ситуациях, когда наблюдались аномальные волны: W_{10} менялась в диапазоне 0–21,5 м/с при среднем значении 5,4 м/с; H_s – в диапазоне 0,06–2,1 м при среднем значении 0,52 м.

Согласно предложенной в работе [13] классификации, можно выделить три формы аномальных волн. Положительной является форма, при которой высота гребня Cr в полтора раза больше глубины впадины Th . Отрицательной является форма, при которой $Th/Cr > 1,5$. Третья форма – промежуточная. Вероятность появления этих трех форм составила 63, 17,5 и 19,5% соответственно. В наших измерениях волны второй формы не наблюдались, максимальное отношение Th/Cr равно 1,47. Можно предположить, что большие значения Th/Cr связаны с тем, что в работе [13] анализировались данные волновых измерений на малой глубине (2,7 м), где имеет место высокая нелинейность, вызванная взаимодействием поверхностных волн с дном.

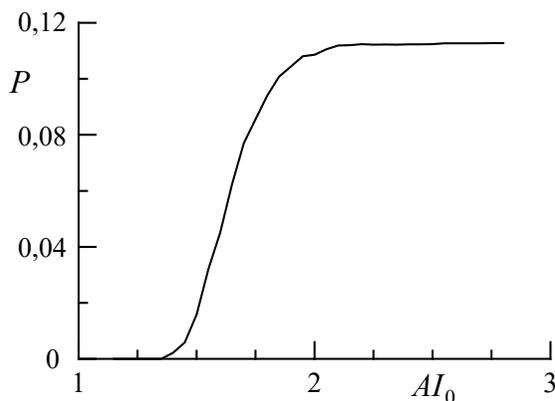
По данным измерений на стационарной океанографической платформе, как и по данным ранее проведенных исследований, преобладают аномальные волны, у которых $Th/Cr < 1$. Отношение Th/Cr находится в пределах 0,37–1,47, среднее значение равно 0,79. В ситуациях, когда $AI > 2$, вероятность появления волн, у которых $Th/Cr < 1$, составила 19,4%. Рассчитанная для условий, когда аномальные волны не наблюдаются, вероятность того, что $Th/Cr > 1$, составила 10,9%, средняя по ансамблю всех ситуаций вероятность равна 11,3%. Зависимость Th/Cr от индекса аномальности показана на рис. 1.

Условная вероятность события $P(Th/Cr > 1 | AI < AI_0)$, при котором $Th/Cr > 1$, если индекс аномальности не превышает некое критическое значение AI_0 , показана на рис. 2. Видно, что событие $Th/Cr > 1$ не наступает, если $AI < AI_0 = 1,4$. Условная вероятность построена для набора данных волновых измерений, в котором параметр AI менялся в пределах 1,16–2,79.



Р и с. 1. Зависимость отношения глубины впадины и высоты гребня Th/Cr от индекса аномальности AI

Fig. 1. Dependence of the ratio between trough and crest Th/Cr on the abnormality index AI



Р и с. 2. Условная вероятность $P(Th/Cr > 1 | AI < AI_0)$

Fig. 2. Conditional probability $P(Th/Cr > 1 | AI < AI_0)$

Условная вероятность $P(Th/Cr > 1 | AI < AI_0)$ быстро растёт в области $AI < 2$ и слабо меняется при $AI > 2$. На основе рис. 2 можно предположить, что статистические характеристики волн в присутствии аномальных волн отличаются от статистических характеристик в ситуациях, когда они не наблюдаются. Ниже будут приведены другие подтверждения справедливости этого предположения.

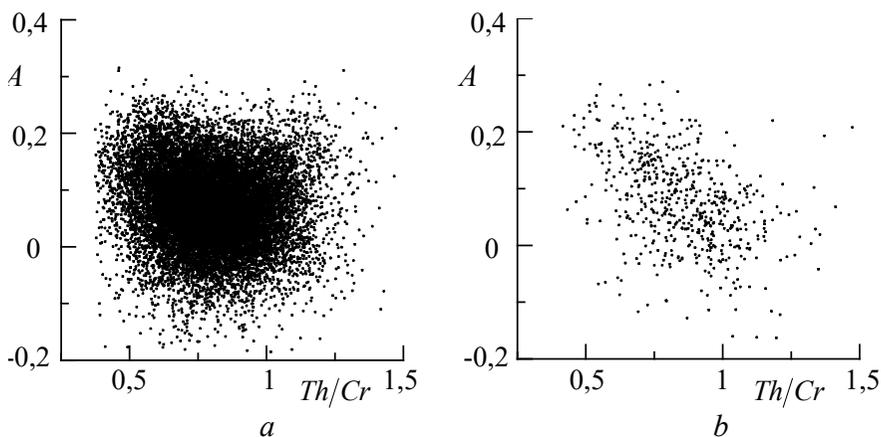
Асимметрия. Одним из основных критериев нелинейности поля морских поверхностных волн являются отклонения статистических моментов от значений, соответствующих распределению Гаусса [10, 21]. Полагая, что сред-

нее значение возвышения морской поверхности равно нулю, асимметрию A распределения возвышений морской поверхности можно определить как

$$A = \mu_3 / \mu_2^{1,5},$$

где $\mu_n = \langle \xi^n \rangle$ – статистический момент порядка n ; ξ – возвышение поверхности; символ $\langle \dots \rangle$ означает осреднение.

Естественно предположить, что появление отрицательных значений асимметрии статистически связано с отношением Th/Cr . Рассмотрим два массива данных волновых измерений. Первый массив включает все данные, второй – только данные, полученные в присутствии аномальных волн. Если проводить анализ для всего диапазона изменения AI , то связь между A и Th/Cr не наблюдается (рис. 3, *a*), коэффициент корреляции ρ между этими параметрами равен $-0,1$. Статистическая связь между A и Th/Cr появляется только в ситуациях, когда $AI > 2$ (рис. 3, *b*), для второго массива данных коэффициент корреляции $\rho = -0,42$.



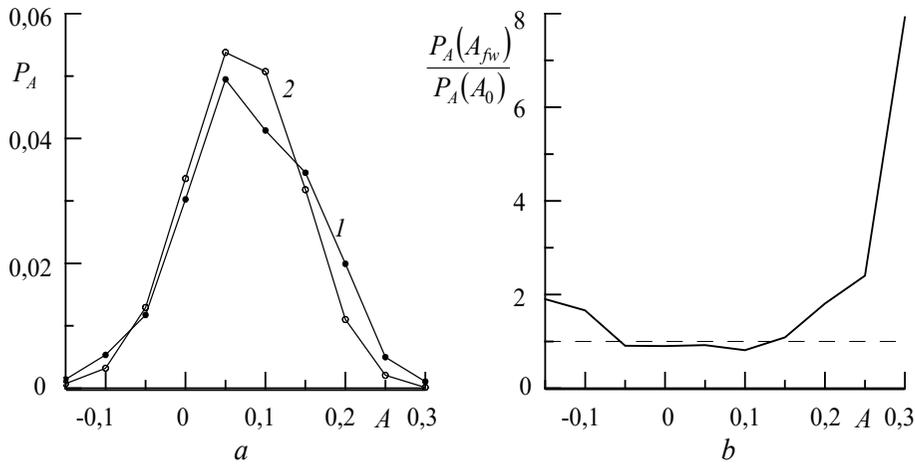
Р и с. 3. Зависимость асимметрии A от отношения глубины впадины и высоты гребня Th/Cr : *a* – во всем диапазоне изменения AI ; *b* – при $AI > 2$

F i g. 3. Dependence of skewness A on the ratio between trough and crest Th/Cr : *a* – within the entire range of AI variation; *b* – at $AI > 2$

Обращает на себя внимание, что отрицательные значения асимметрии могут появляться при одновременном выполнении двух условий, $Th/Cr < 1$ и $AI < 2$.

Рассмотрим две группы оценок асимметрии. Оценки A_{fw} получены в ситуациях, когда наблюдались аномальные волны ($AI > 2$), оценки A_0 – в ситуациях, когда аномальные волны отсутствовали ($AI < 2$). Функции плотности вероятностей оценок A_{fw} и A_0 (обозначим их как $P_A(A_{fw})$ и $P_A(A_0)$ соответственно), а также отношение $P_A(A_{fw}) / P_A(A_0)$ показаны на рис. 4. Функции

плотности вероятностей рассчитывались как гистограммы, нормированные на длину выборки и ширину интервала, в который попадали оценки асимметрии. Вероятность появления больших отклонений асимметрии от нулевого значения при $AI > 2$ выше, чем при $AI < 2$. Это относится к отклонениям в сторону как положительных, так и отрицательных значений.



Р и с. 4. Изменения распределения асимметрии возвышений поверхности в присутствии аномальных волн: a – функции плотности вероятностей асимметрии, кривая 1 – $P_A(A_{fw})$, кривая 2 – $P_A(A_0)$; b – отношение $P_A(A_{fw})/P_A(A_0)$

F i g. 4. Changes in the distribution of skewness of surface elevations in the presence of abnormal waves: a – probability density functions of skewness, curve 1 – $P_A(A_{fw})$, curve 2 – $P_A(A_0)$; b – ratio $P_A(A_{fw})/P_A(A_0)$

Средние значения, рассчитанные для двух групп оценок асимметрии, близки: $\langle A_{fw} \rangle = 0,079$ и $\langle A_0 \rangle = 0,072$.

Заклучение. Вероятность появления аномальных (по критерию $AI > 2$) волн в Черном море у Южного берега Крыма в условиях, когда выполняется условие глубокой воды, составляет 3,3%. Показано, что статистические характеристики волн, определенные в присутствии аномальных волн, заметно отличаются от характеристик, полученных при $AI < 2$. Установлено, что вероятность события, при котором глубина впадины Th наиболее высокой волны больше высоты ее гребня Cr , составляет 10,9%. В ситуациях, когда присутствуют волны с индексом аномальности $AI > 2$, вероятность события $Th/Cr > 1$ составила 19,4%. Событие $Th/Cr > 1$ не наступает, если $AI < 1,4$.

Вероятность больших отклонений асимметрии от нуля в сторону как положительных, так и отрицательных значений при $AI > 2$ выше, чем при $AI < 2$. Условие $Th/Cr > 1$ не является необходимым для появления отрицательной асимметрии распределения возвышений морской поверхности. Отрицательные значения асимметрии могут наблюдаться при одновременном

выполнении двух условий: $Th/Cr < 1$ и $AI < 2$. Статистическая связь между асимметрией и отношением Th/Cr наблюдается только при $AI > 2$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Longuet-Higgins M. S. The effect of non-linearities on statistical distributions in the theory of sea waves // Journal of Fluid Mechanics. 1963. Vol. 17, iss. 3. P. 459–480. <https://doi.org/10.1017/S0022112063001452>
2. Statistical distribution of nonlinear random water wave surface elevation / H. Yijun [et al.] // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 2006. Vol. 24, iss. 1. P. 1–5. <https://doi.org/10.1007/BF02842767>
3. Tayfun M. A., Alkhalidi M. A. Distribution of Surface Elevations in Nonlinear Seas // Offshore Technology Conference Asia, Kuala Lumpur, Malaysia, March 2016. OTC, 2016. 14 p. <https://doi.org/10.4043/26436-ms>
4. Janssen P. A. E. M. Nonlinear four-wave interactions and freak waves // Journal of Physical Oceanography. 2003. Vol. 33, iss. 4. P. 863–884. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)33<863:NFIAFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)33<863:NFIAFW>2.0.CO;2)
5. Annenkov S. Y., Shrira V. I. Evaluation of skewness and kurtosis of wind waves parameterized by JONSWAP Spectra // Journal of Physical Oceanography. 2014. Vol. 44, iss. 6. P. 1582–1594. doi:10.1175/JPO-D-13-0218.1
6. Jha A. K., Winterstein S. R. Nonlinear random ocean waves: prediction and comparison with data // Proceedings of the 19th International Offshore Mechanics and Arctic Engineering Symposium. ASME, 2000. Paper No. OMAE 00-6125.
7. Guedes Soares C., Cherneva Z., Antão E. M. Steepness and asymmetry of the largest waves in storm sea states // Ocean Engineering. 2004. Vol. 31, iss. 8–9. P. 1147–1167. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2003.10.014>
8. Bilyay E., Ozbahceci B. O., Yalciner A. C. Extreme waves at Filyos, southern Black Sea // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2011. Vol. 11, iss. 3. P. 659–666. doi:10.5194/nhess-11-659-2011
9. Запелалов А. С., Гармаилов А. В. Асимметрия и эксцесс поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 4. С. 447–459. EDN SKHDZD. doi:10.22449/0233-7584-2021-4-447-459
10. Запелалов А. С., Гармаилов А. В. Появление отрицательных значений коэффициента асимметрии морских поверхностных волн // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 3. С. 310–317. EDN JHQGDE. doi:10.31857/S0002351522030130
11. Kharif C., Pelinovsky E., Slunyaev A. Rogue Waves in the Ocean. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2009. 216 p. (Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics). doi:10.1007/978-3-540-88419-4
12. Freak waves off Ratnagiri, west coast of India / J. Glejin [et al.] // Indian Journal of Geomarine Sciences. 2014. Vol. 43, iss. 7. P. 1339–1342.
13. Didenkulova I., Anderson C. Freak waves of different types in the coastal zone of the Baltic Sea // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010. Vol. 10, iss. 9. P. 2021–2029. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-2021-2010>
14. Толочков Ю. Н., Коровушкин А. И. Система сбора гидрометеорологической информации // Системы контроля окружающей среды. 2010. Вып. 13. С. 50–53.
15. Соловьев Ю. П., Иванов В. А. Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 3. С. 42–61. EDN YOVLFR.
16. Ефимов В. В., Комаровская О. И. Возмущения, вносимые Крымскими горами в поля скорости ветра // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 2. С. 134–146. EDN WEALEB. doi:10.22449/0233-7584-2019-2-134-146

17. Risk assessment of encountering killer waves in the Black Sea / V. A. Ivanov [et al.] // *Geography, Environment, Sustainability*. 2012. Vol. 5, iss. 1. P. 84–111. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2012-5-1-84-111>
18. Discussions on the occurrence probabilities of observed freak waves / A.-F. Tao [et al.] // *Journal of Marine Science and Technology*. 2015. Vol. 23, iss. 6. P. 923–928. doi:10.6119/JMST-015-0610-10
19. *Запевалов А. С., Гармашов А. В.* Вероятность появления аномальных волн в прибрежной зоне Черного моря у Южного берега Крыма // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2022. № 3. С. 6–15. EDN CCZQGI. doi:10.22449/2413-5577-2022-3-6-15
20. *Lixmoore J. F., Ilie S., Mori N.* On kurtosis and extreme waves in crossing directional seas: a laboratory experiment // *Journal of Fluid Mechanics*. 2019. Vol. 876. P. 792–817. <https://doi.org/10.1017/jfm.2019.575>
21. Real world ocean rogue waves explained without the modulational instability / F. Fedele [et al.] // *Scientific Reports*. 2016. Vol. 6. 27715. <https://doi.org/10.1038/srep27715>

Об авторах:

Запевалов Александр Сергеевич, главный научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 6784-7782**, **ORCID ID: 0000-0001-9942-2796**, **Scopus Author ID: 7004433476**, **WoS ResearcherID: V-7880-2017**, sevzepter@mail.ru

Гармашов Антон Викторович, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 8941-9305**, **Scopus Author ID: 54924806400**, **WoS ResearcherID: P-4155-2017**, ant.gar@mail.ru

Основной ионный состав вод Керченского пролива и прилегающих акваторий

Н. Ю. Андрулионис [✉], И. Б. Завьялов, С. А. Рождественский

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[✉] natalya@ocean.ru

Поступила в редакцию 14.06.2023; одобрена после рецензирования 25.10.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Изучение влияния процессов обмена вод между Черным и Азовским морями на характеристики основного ионного состава (ОИС) и другие гидрохимические показатели вод Керченского пролива, а также влияния изменений относительного содержания главных ионов солевого состава вод на точность определения значения солёности – цель настоящей работы. Проведены исследования трансформации ОИС при смешении морских поверхностных вод и вод Таманского залива в Керченском проливе. Сделана оценка ошибок при расчете солёности с использованием стандартных методов для вод Керченского пролива, северо-восточной части Черного моря и Таманского залива.

Методы и результаты. Концентрации главных ионов, определяющих ОИС, в поверхностных водах Керченского пролива, Черного моря и Таманского залива в 2019–2023 гг. определены методом потенциометрического титрования. Значения солёности вод были получены четырьмя различными способами.

Выводы. Установлено, что поверхностным водам из северо-восточной части Черного моря соответствует солёность ~ 18,66, рассчитанная суммой главных ионов, что соответствует значению практической солёности ~ 18,10, рассчитанной по данным *CTD*-зонда. Основной ионный состав этих вод характеризуется в среднем следующим относительным содержанием главных ионов: $\text{Cl}^- = 54,1\%$, $\text{SO}_4^{2-} = 8,2\%$, $\text{HCO}_3^- = 1\%$, $\text{Na}^+ = 30,8\%$, $\text{K}^+ = 1,3\%$, $\text{Ca}^{2+} = 1,3\%$, $\text{Mg}^{2+} = 3,4\%$. Показано, что воды Керченского пролива даже при одинаковой солёности могут иметь различное соотношение главных ионов, имеющее большую пространственную и временную изменчивость, значительную роль в которой играет поступление вод из мелководного Таманского залива. Наибольшие различия наблюдались между суммой главных ионов и практической солёностью, для вод Керченского пролива они составили ~ 2,5%. Ионные вариации способствовали занижению значений при расчете практической солёности во всех исследуемых водах. При расчете солёности с использованием хлорного коэффициента отклонения от суммы ионов составили ~ 2%, при использовании уравнения *TEOS-10* ~ 1%.

Ключевые слова: Керченский пролив, Черное море, Таманский залив, Азовское море, определение солёности, солёность, основной ионный состав, главные ионы, водообмен

Благодарности: исследования были выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 21-17-00191. Авторы выражают благодарность всем участникам экспедиций в Черное море и Керченский пролив в 2019–2023 гг. Отдельно благодарим к. б. н. Г. А. Колочкину, сотрудников лаборатории экологии прибрежных донных сообществ ИО РАН, участников экспедиций 2021 г. за доставку проб из Таманского залива.

Для цитирования: Андрулионис Н. Ю., Завьялов И. Б., Рождественский С. А. Основной ионный состав вод Керченского пролива и прилегающих акваторий // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 87–107. EDN HEHNBE.

Major Ion Composition of Waters in the Kerch Strait and the Adjacent Areas

N. Yu. Andrulionis , I. B. Zavialov, S. A. Rozhdestvenskiy

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 natalya@ocean.ru

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the influence of water exchange processes between the Black and Azov seas upon the characteristics of major ion composition (MIC) and other hydrochemical indicators of the Kerch Strait waters, as well as the impact of changes in the relative content of major ions of water salt composition upon the accuracy in determining salinity values. The MIC transformation during mixing of the sea surface waters and the Taman Bay ones in the Kerch Strait is investigated. The errors in calculating salinity by the standard methods are assessed for the Kerch Strait, the northeastern Black Sea and the Taman Bay waters.

Methods and Results. The concentrations of major ions determining MIC in the Kerch Strait, Black Sea and Taman Bay surface waters in 2019–2023 were defined by the potentiometric titration method. The water salinity values were obtained in four different ways.

Conclusions. It was established that the salinity value ~ 18.66 calculated by a sum of the major ions corresponds to the surface waters in the northeastern part of the Black Sea, that conforms to the practical salinity value ~ 18.10 calculated using the CTD probe data. On the average, MIC of these waters is characterized by the following relative content of major ions: $\text{Cl}^- = 54.1\%$, $\text{SO}_4^{2-} = 8.2\%$, $\text{HCO}_3^- = 1\%$, $\text{Na}^+ = 30.8\%$, $\text{K}^+ = 1.3\%$, $\text{Ca}^{2+} = 1.3\%$ and $\text{Mg}^{2+} = 3.4\%$. It is shown that the Kerch Strait waters, even in case of their similar salinity, can have different ratios of the major ions characterized by high spatial and temporal variability which, in its turn, is subjected to a significant impact of the waters inflowing from the shallow Taman Bay. The largest differences were between the sum of major ions and the practical salinity. For the Kerch Strait waters, the differences averaged $\sim 2.5\%$. The ionic variations contributed to underestimating the practical salinity values calculated for all the waters under study. In calculating salinity using the chlorine coefficient, the deviations from the sum of ions constituted $\sim 2\%$, whereas those obtained using the TEOS-10 equations – $\sim 1\%$.

Keywords: Kerch Strait, Black Sea, Taman Bay, Sea of Azov, determination of salinity, salinity, major ion composition, major ions, water exchange

Acknowledgments: The research was carried out with the support of Russian Science Foundation, grant No. 21-17-00191. The authors are grateful to all the participants of the expeditions in the Black Sea and the Kerch Strait in 2019–2023. Special thanks to Ph.D. G. A. Kolyuchkina, as well as to the employees of the Laboratory of Ecology of Coastal Bottom Communities (IO, RAS) and the participants of the expeditions in 2021 for delivery of the samples from the Taman Bay.

For citation: Andrulionis, N.Yu., Zavialov, I.B. and Rozhdestvenskiy, S.A., 2024. Major Ion Composition of Waters in the Kerch Strait and the Adjacent Areas. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 79-98.

Введение

Керченский пролив входит в состав акватории Азовского моря и соединяет его с Черным морем. Западным берегом пролива является Керченский п-ов Крыма, восточным – Таманский п-ов. Ширина пролива 4,5–15 км, наибольшая глубина 18 м. Пролив играет важную роль в формировании особенностей гидролого-гидрохимического режима Азово-Черноморского бассейна, является одним из главных промысловых районов и важной судоходной магистралью [1]. Основными факторами, влияющими на формирование соле-

вого состава вод Керченского пролива, являются сезонность поступления материкового стока и осадков, поступление вод из лиманов и лагун, окружающих морские заливы, а также водообмен с Черным и Азовским морями. Сложные процессы формирования вод в Керченском проливе приводят к тому, что значения солёности способны изменяться в довольно широких пределах 9,5–19, а ионные вариации приводят к ошибкам (до 3%) при ее определении [2, 3].

Научный этап исследования гидрохимических характеристик вод Черного моря начался в 1890 г., Азовского моря – в 1873 г. [1, 4], а их всестороннее исследование в нашей стране началось с 1920-х гг. Начальные знания по гидрохимии Черного и Азовского морей представлены в работах ¹⁻³. В 1970-х и 1980-х гг. интенсивно исследовались в основном процессы продукции и окисления сероводорода, продукции и потребления органического углерода и т. д. В литературных источниках, как правило, можно найти результаты исследования отдельных элементов основного ионного состава (ОИС) вод Черного ¹ [1, 5, 6] и Азовского [4] морей. На сегодняшний день хорошо изучена карбонатная система Черного моря, описанию результатов исследований посвящен ряд работ [1, 7–11]. Некоторые гидрохимические характеристики вод Азовского моря приведены в работах ^{4, 5} [12–15]. К сожалению, опубликованных данных о концентрациях главных ионов химического состава вод Азовского моря, а также Керченского пролива и Таманского залива авторам найти не удалось.

В эпоху глобального изменения климата, выражающегося в увеличении максимальных среднемесячных летних и минимальных зимних значений температуры, уменьшении концентрации льда в Азовском море, а также в увеличении антропогенной нагрузки на водные ресурсы его бассейна, изменении гидрохимических свойств Азовского, а следовательно, и Черного морей неизбежны. Они приводят к уменьшению приходной части пресноводного баланса и повышению солёности, загрязнению вод, изменению их биоценозов – видового состава гидробионтов и продуктивности отдельных компонентов гидроэкосистем [16–20].

Водный баланс Азовского моря регулируется речным стоком (~ 50% баланса), притоком черноморских вод через Керченский пролив, водообменом с оз. Сиваш, осадками и испарением ⁴. За счет большого поступления пресной воды в основном из рек Дон и Кубань и ограниченного водообмена с Черным морем гидрохимические свойства вод отдельных частей Азовского моря значительно различаются. Ранние исследования показали, что солёность в основной части моря в период 1952–2007 гг. изменялась в интервале 10–12, в цен-

¹ Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л. : Гидрометеиздат, 1975. 336 с.

² Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Азовском море // Труды Азово-Черноморской научно-промышленной экспедиции. Загорск, 1932. Вып. 5. С. 3–97.

³ Гидрологический справочник морей СССР. Т. III : Азовское море / Под. ред. Н. М. Книповича и Г. Р. Брегмана. Л. ; М., 1936. Вып. 1. 222 с.

⁴ Бронфман А. М., Дубинина В. Г., Макарова Г. Д. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М. : Пищевая промышленность, 1979. 288 с.

⁵ Climatic atlas of the Sea of Azov 2008 / G. G. Matishov [et al.]. Washington : United States Government Publishing Office, 2008. 148 p. (International Ocean Atlas and Information Series ; Vol. 11 ; NOAA Atlas NESDIS 65). EDN VMOGFB. URL: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/1135> (date of access: 17.01.2024).

тральной части моря – в интервале 11–12,5, в Таганрогском заливе – в интервале 1–9 [21, 22]. Исторически воды Керченского пролива имеют большую изменчивость солености, 9,5–19 (см. работу ⁴ и [2, 4, 23]).

Развитие сельского хозяйства, особенно орошаемого земледелия, вызывает поступление с возвратными водами в реки, а следовательно, и в Азовское море большого количества солей хлора, сульфатов, металлов, биогенных и органических веществ. Это наряду с сокращением речного стока влияет и на повышение общей минерализации речных и морских вод, которая определяет экосистему моря и хозяйственную деятельность человека в акватории. Повышение солености приводит к формированию стратификации водных масс с дефицитом кислорода, что увеличивает риск гибели гидробионтов, снижает уровень первичного продуцирования органического вещества, а также уменьшает скорость самоочищения морских вод ^{4, 6} [12, 14, 18, 21, 24, 25]. Возрастающий из года в год сток сульфатов создает предпосылки для сероводородного загрязнения морских вод ⁴ [4, 15, 16]. Для последних лет периода маловодья Дона средняя соленость азовоморских вод достигает значений > 14 [25]. Хотя соленость Азовского моря изучают еще с конца XIX в., до сих пор исследование динамики и прогноз изменения ее режима являются актуальными.

Воды Керченского пролива представляют собой трансформированные азово-черноморские водные массы, некоторые исторические гидрохимические характеристики этих вод (до 1981 г.) приведены в работе [4]. Основными факторами, влияющими на формирование ОИС вод Керченского пролива, являются: сезонность поступления материкового стока и осадков, поступление вод из заливов, а также водообмен с Черным и Азовским морями. Сложные процессы формирования ОИС керченских вод приводят к гидрохимическим аномалиям состава, вызывающим ошибки (до 3%) при определении солености стандартными методами (расчеты по электропроводности и хлорности). Керченские воды отличаются от океанической воды пониженным содержанием хлоридов и повышенным – сульфатов и гидрокарбонатов [3].

Отдельной частью Керченского пролива является Таманский залив. Он расположен у его восточного берега, между косой Чушка и Тузлинской косой, и вдается в материк на 16 км, имеет среднюю глубину 5 м и ширину у входа в море 8 км ⁷. Некоторые гидрохимические характеристики вод Таманского залива приводятся в [16]. Залив примыкает непосредственно к Керченскому проливу, и его влияние на свойства керченских вод может быть существенным.

Черное море является меромиктическим водоемом с явно выраженной двухслойной структурой водной толщи, кислородным и анаэробным слоями [26]. Гидрохимические и термohалинные свойства верхнего слоя зависят от речного стока (~ 1000 рек) и взаимодействия с атмосферой в различных временных масштабах, а свойства нижнего слоя – от влияния мраморноморских (средиземноморских) вод, поступающих с нижнебосфорским течением, а также от процессов вертикального обмена. В прибрежной зоне и в Керченском проливе по-

⁶ Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М. : Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

⁷ География Кубани : энциклопедический словарь / [авт.-сост. И. П. Лотышев]. Майкоп : Афиша, 2006. 527 с.

верхностный водный слой характеризуется более низкой соленостью по сравнению с более глубокими слоями с повышенными горизонтальными градиентами солености. Соленость поверхностных вод в центральной части Черного моря принимается равной 17,85–18,40, а на северо-западном шельфе 14–16 (до 17,90) (исходя из расчета по электропроводности [22]) [27].

Многочисленные исследования сложных гидрохимических структур Черного и Азовского морей свидетельствуют об их существенных отличиях от аналогичных структур Мирового океана. От ионных вариаций зависят важнейшие физические характеристики, такие как соленость и плотность, а также точность их определения непрямими методами. Возможность точного расчета солености по электропроводности определяется постоянством относительного ионно-солевого состава морской воды, а его нарушение приводит к ошибкам [27–29]. Ранее было замечено, что вариации ионного состава даже при одинаковых значениях хлорности могут вызывать различия в значениях электропроводности [4]. В 70-х годах XX в. эти отличия в водах Черного и Азовского морей послужили основанием при разработке соотношений для более точного расчета солености с применением хлорного коэффициента [4, 6].

Знание содержания и распределения компонентов ОИС в области смешения вод расширит понимание процессов их формирования и транспорта в Керченском проливе. Необходимость всесторонних оценок характеристик морских вод и развитие системы мониторинга особенно актуальны в настоящее время в условиях климатических изменений и усиления антропогенного воздействия на водные ресурсы. Полученные знания могут помочь в поиске оптимальных решений при их эксплуатации, развитии технологий моделирования гидрохимических процессов и динамики вод в проливе. Цель данной работы – изучение ОИС вод в Керченском проливе и прилегающих акваториях Черного, Азовского морей и Таманского залива и их водообмена, а также оценка влияния ионных вариаций солевого состава на точность определения солености вод в районах исследования.

Материалы и методы

Местоположение станций. Отбор проб из поверхностного слоя вод осуществлялся с борта МНИС «Ашамба» и во время береговых экспедиций в Керченский пролив, Таманский залив, северо-восточную часть Черного моря и южную часть Азовского моря.

Образцы воды из Керченского пролива были получены с борта МНИС «Ашамба» в 2019–2023 гг., из Черного моря – по пути следования из Голубой бухты (г. Геленджик) в Керченский пролив на расстоянии до 10 км от берега 21 сентября 2022 г. (этап экспедиции 2022 г. под названием ЧМА).

В ходе береговых экспедиций были получены образцы воды в следующих районах: в Керченском проливе 15–16 декабря 2021 г. (от г. Керчь до села Яковенково) (опубликовано в [3]); в апреле, июле и ноябре 2021 г. – в районе побережья у косы Чушка (район порта «Кавказ») и в разных районах Таманского залива, в том числе в прилегающей к заливу лагуне; в Черном море 29 сентября 2022 г. (от г. Анапа до г. Сочи, микрорайон Лазаревское, и у г. Севастополя (этап ЧМБ 2022 г.)); в Темрюкском заливе Азовского моря 10 октября 2020 г. (в районе станицы Голубицкая).

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Характеристики станций и даты отбора проб воды
Characteristics of stations and dates of water sampling

Дата отбора проб / Date of sampling	Акватория / Water area	Станция (место отбора проб) / Station (location of sampling)	Координаты станций / Station coordinates	
			° с. ш. / ° N	° в. д. / ° E
1	2	3	4	5
01.05.2019 / May 01, 2019	Керченский пролив – Феодосийская бухта / Kerch Strait – Feodosia Bay	0	45,089490	35,520194
		1a	44,987528	35,835800
		6	45,012694	36,209528
		24	45,291056	36,461444
		31	45,183333	36,592972
03–04 сентября 2019 г. / September 03–04, 2019		12	45,071708	36,461732
		17	45,103928	36,482090
		20	45,119100	36,555908
		23	45,135783	36,623403
		24	45,288658	36,457697
		28	45,223365	36,535535
		31	45,182142	36,589330
01 июля 2020 г. / July 01, 2020		6	45,016460	36,215190
		16	45,100560	36,468800
		23	45,132810	36,623840
		24	45,291690	36,460600
		30	45,193770	36,567890
		31	45,178270	36,583490
		32	45,034790	36,740890
		36	45,099130	36,741730
		41	45,066560	36,998340
15–16 декабря 2021 г. / December 15–16, 2021	Керченский пролив / Kerch Strait	1	45,349800	36,476900
		2	45,301800	36,460700
		3	45,271700	36,437500
		4	45,244200	36,421200
		5	45,219800	36,405700
		6	45,229700	36,413600
		7	45,178100	36,405900
		8	45,166400	36,410700
		9	45,059200	36,327143
29 сентября 2022 г. / September 29, 2022		1H / 1N	45,349607	36,47619
		4H / 4N	45,1572039	36,554363
		9H / 9N	45,128749	36,546070
		10H / 10N	45,1240664	36,638590
21 марта 2023 г. / March 21, 2023		10	45,1240664	36,638590
		10H / 10N	45,07516	36,625380
10 октября 2020 г. / October 10, 2020		ПК (коса Чушка, около порта «Кав- каз») / PK	45,34686	36,683314
06 апреля 2021 г. / April 06, 2021		(Chushka Spit, near port «Kavkaz»)	45,352445	36,696216
21 ноября 2021 г. / November 21, 2021			45,347494	36,682850
10 октября 2020 г. / October 10, 2020	Темрюкский залив Азовского моря / Temryuk Bay of the Sea of Azov	СГ (станция Голубицкая) / GV (Golubitskaya village)	45,323314	37,27490

Продолжение табл. 1 / Continuation of table 1

1	2	3	4	5	
06 апреля 2021 г. / April 06, 2021	Таманский залив Керченского пролива / Taman Bay of the Kerch Strait	<i>Д</i> (коса Чушка, около залива Дин- ской) / <i>D</i> (Chushka Spit, near Dinskoj Bay)	45,351600	36,699305	
21 ноября 2021 г. / November 21, 2021			45,353811	36,702750	
06 апреля 2021 г. / April 06, 2021		<i>П</i> (Приморский) / <i>P</i> (Primorskiy)		45,270794	36,912798
06 июля 2021 г. / July 06, 2021				45,270998	36,916198
21 ноября 2021 г. / November 21, 2021			45,269542	36,909351	
06 июля 2021 г. / July 06, 2021		<i>С</i> (Сенной) / <i>S</i> (Sennoj)	45,279813	36,976939	
21 ноября 2021 г. / November 21, 2021		<i>Т</i> (станция Тамань) / <i>T</i> (Taman)	45,221259	36,700954	
06 июля 2021 г. / July 06, 2021		<i>ЛП</i> (лагуна в Приморском) / <i>LP</i> (Lagoon in Primorsky)		45,25393	36,898338
21 ноября 2021 г. / November 21, 2021				45,253797	36,896663
21 сентября 2022 г. / September 21, 2022	Черное море, этап ЧМА (Голубая бухта – Керченский пролив) / Black Sea, the BSA stage (Blue Bay – Kerch Strait)	<i>1</i>	44,57105	37,966255	
		<i>2</i>	44,622805	37,773119	
		<i>3</i>	44,660862	37,578031	
		<i>4</i>	44,739155	37,393548	
		<i>5</i>	44,854028	37,309866	
		<i>6</i>	44,908118	37,309154	
		<i>7</i>	44,940812	37,13572	
		<i>8</i>	44,964315	36,950363	
		<i>9</i>	44,997965	36,750853	
		<i>10</i>	45,06947	36,563719	
		<i>11</i>	45,206595	36,463493	
29 сентября 2022 г. / September 29, 2022	Черное море, этап ЧМБ (Анапа – Лазаревское) / Black Sea, the BSC stage (Anapa – Lazarevskoe)	<i>А</i> (Анапа) / <i>A</i> (Anapa)	44,89789	37,306041	
		<i>Н</i> (Новороссийск) / <i>N</i> (Novorosiysk)	44,73275	37,783855	
		<i>С</i> (Севастополь) / <i>S</i> (Sevastopol)	44,615857	33,521145	
		<i>ГБ</i> (Геленджик, Голубая бухта) / <i>BB</i> (Gelendzhik, Blue Bay)	44,576505	37,977587	
		<i>Г</i> (Геленджикская бухта) / <i>G</i> (Gelendzhik Bay)	44,576335	38,024019	
		<i>АО</i> (Архипо-Осиповка) / <i>AO</i> (Arkhipo-Osipovka)	44,357138	38,526734	
		<i>Т</i> (Туапсе) / <i>T</i> (Tuapse)	44,0942	39,072294	
<i>Л</i> (Сочи, Лазаревское) / <i>L</i> (Sochi, Lazarevskoe)	43,909438	39,322485			

Всего за период 2019–2023 гг. было проанализировано 36 проб из Керченского пролива, 10 – из Таманского залива, 21 – из Черного моря и одна – из

Азовского моря. Местоположение, номера станций, их координаты и даты отбора проб приведены в табл. 1, расположение станций на карте показано на рис. 1.



Р и с. 1. Расположение станций отбора проб в 2019–2023 гг. на карте (из *Google Планета Земля Pro*)

Fig. 1. Location of the sampling stations in 2019–2023 on the map (taken from *Google Earth Pro*)

Во время отбора пробы воды помещались в герметичные емкости объемом 0,5 и 1 л и доставлялись в лабораторию в течение нескольких дней для последующего анализа. После определения общей щелочности (AT), общего растворенного неорганического углерода (T_{CO_2}) и pH пробы фильтровались через мембранный фильтр *GF/F Whatman* 0,7 мкм для удаления минеральной и органической взвеси, помещались в стеклянные емкости объемом 250–300 мл, хранились в холодильнике при температуре 4°C и доставались по мере необходимости в течение аналитического периода.

Исследование ионно-солевого состава. Концентрации главных ионов солевого состава (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), выраженные в г/кг, общую щелочность (AT) (в ммоль/кг) и pH вод исследуемых образцов определяли в лаборатории ИО РАН в соответствии с методиками, подобранными первоначально для анализа гипергалинных вод и описанными в [30], но с учетом минерализации черноморской воды. Аналогичные определения концентраций основных ионов и плотности проводились также на образцах стандартной морской воды (СМВ) *IAPSO*, специально предназначенных для калибровки приборов и верификации измерений солености [31]. Сравнение полученных результатов с литературными данными показало хорошую сходимость. Определение концентраций главных ионов в составе исследуемых образцов позволило получить наиболее точные значения солености поверхностных вод Керченского

пролива и его акваторий, рассчитать относительное содержание ионов в составах вод и сульфат-хлорное отношение ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$), определить соленость с использованием хлорного коэффициента. Соленость рассчитывалась суммой главных ионов. В работе представлен и анализируется относительный вклад ионов в общую минерализацию исследуемых образцов воды.

Для приготовления растворов реактивов и разбавления проб использовалась деионизированная вода (электропроводность $< 0,2$ мкСм/см). Масса анализируемой пробы измерялась взвешиванием на лабораторных аналитических весах *Ohaus AX 423* (США) первого класса точности с погрешностью $\pm 0,005$ г.

Определение плотности (σ_t). Измерения плотности воды исследуемых образцов проводили в лаборатории ИО РАН с помощью прецизионного плотномера *Anton Paar DMA 5000M* (Австрия) при температуре *in situ* и атмосферном давлении. Калибровку прибора проводили согласно инструкции. Погрешность измерения плотности воды составляет $\pm 10^{-5}$ г/см³. Стандартное отклонение при измерении плотности исследуемых образцов плотномером не превышало $0,02$ кг/м³. Данные плотности представлены в единицах условной плотности (кг/м³).

Определение солености. Расчет солености проводился несколькими способами: по данным *CTD*-зонда (*SeaBird 19plus* до 2021 г. и *CastAway* с 2021 г.) на основе электропроводности была получена практическая соленость (*SP*) (только для вод Керченского пролива); с использованием хлорного коэффициента (S_{Cl}) из соотношения, приведенного в [6]; с использованием суммы главных ионов (*SS*) и значений плотности (SA_p) по уравнению *TEOS-10* (<http://www.TEOS-10.org>, <https://www.teos-10.org/software.htm>). Результаты аналогичных исследований для вод Керченского пролива представлены в [3]. Точность перечисленных выше методов расчета солености приведена в ⁸. Расчет солености зависит от погрешности оборудования и следующих методов:

– с использованием значений плотности до $\pm 3 \cdot 10^{-5}$ г/см³, что эквивалентно ошибке солености $\pm 0,4 \cdot 10^{-2}$;

– с использованием хлорности $0,2 \cdot 10^{-2}$ г/кг;

– с использованием электропроводности $\pm 0,1 \cdot 10^{-2}$ мкСм/см;

– с использованием суммы главных ионов $0,1 \cdot 10^{-1}$ г/кг.

При исследовании ионного состава СМВ в лаборатории ИО РАН и сравнении солености, полученной суммой ионов, со справочной соленостью из [31] обнаружено превышение рассчитанной нами солености на 0,3%. Для образцов воды поверхностного слоя Черного моря с соленостью 18 это эквивалентно 0,05.

Практическая соленость была рассчитана только для вод Керченского пролива, так как только здесь проводилось *CTD*-зондирование.

Результаты

Результаты гидрохимических исследований образцов воды из Керченского пролива, Таманского залива, а также из северо-восточной части Черного моря в период 2019–2023 гг. приведены в табл. 2.

⁸ *Millero F. J.* Chemical Oceanography. Boca Raton : CRC Press, 2013. 591 p. <https://doi.org/10.1201/b14753>

Гидрохимические характеристики образцов воды Керченского пролива и примыкающих к нему акваторий Черного моря и Таманского залива, полученных в 2019–2023 гг.

Hydrochemical characteristics of water samples from the Kerch Strait and adjacent waters of the Black Sea and the Taman Bay obtained in 2019–2023

Станция / Station	Дата / Date	pH	AT, ммоль/кг г/AT, mmol/kg	Соленость / Salinity				Анионы, % / Anions, %			Катионы, % / Cations, %			
				SP	SS	S _{Cl}	SA _p	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Керченский пролив – Феодосийская бухта / Kerch Strait – Feodosiya Bay														
0	01.05.2019	8,13	3,21	–	18,24	17,69	17,92	53,49	7,56	0,98	31,99	1,08	1,26	3,64
1a		8,17	2,94	17,09	17,69	17,06	17,23	53,21	7,97	0,92	31,75	1,24	1,23	3,69
6		8,08	2,99	17,43	18,01	17,44	17,43	53,41	7,67	0,93	31,84	1,22	1,26	3,67
24		8,05	2,64	14,71	15,25	14,63	15,00	52,91	8,33	0,97	31,74	1,11	1,30	3,65
31		8,11	2,91	18,05	18,62	18,01	18,16	53,37	7,84	0,87	31,93	1,10	1,30	3,59
-		8,11	2,94	16,82	17,56	16,97	17,15	53,28	7,87	0,93	31,85	1,15	1,27	3,65
-	0,04	0,19	1,27	1,19	1,21	1,12	0,11	0,16	0,04	0,09	0,07	0,02	0,04	
Керченский пролив / Kerch Strait														
12	01–08.09.2019	8,25	2,69	18,30	19,04	18,46	18,50	53,47	8,51	0,93	31,10	1,27	1,24	3,49
17		8,34	2,95	18,30	19,01	18,43	18,43	53,56	8,39	0,96	31,13	1,29	1,27	3,40
20		8,42	3,07	18,25	18,84	18,46	18,32	53,88	7,98	0,97	31,05	1,26	1,27	3,58
23		8,26	3,00	18,15	18,94	18,40	18,34	53,54	8,32	0,95	31,03	1,30	1,33	3,53
24		8,17	2,86	18,15	18,76	18,39	18,27	53,62	8,26	0,96	31,05	1,26	1,29	3,56
28		8,21	2,89	18,20	18,85	18,24	17,68	53,80	8,09	0,96	31,04	1,27	1,20	3,64
31	8,21	2,83	18,15	18,90	18,39	18,23	53,40	8,55	0,94	31,07	1,27	1,24	3,54	
-	8,26	2,90	18,21	18,91	18,39	18,25	53,61	8,30	0,95	31,07	1,27	1,26	3,53	
-	0,08	0,11	0,06	0,09	0,07	0,25	0,16	0,19	0,01	0,03	0,01	0,04	0,07	
6	20.07.2020	8,29	2,89	17,90	18,42	17,98	18,04	53,95	8,40	0,98	30,74	1,29	1,24	3,41
16		8,29	2,90	17,81	18,34	17,89	17,88	53,79	8,48	0,98	30,93	1,20	1,42	3,20
23		8,19	3,06	17,92	18,36	18,00	17,94	54,09	8,25	0,98	30,80	1,19	1,29	3,39
24		8,22	2,99	18,05	18,40	18,14	17,99	54,30	8,00	0,99	30,84	1,20	1,30	3,37
30		8,13	2,92	17,86	18,35	17,94	17,98	53,89	8,42	0,99	30,67	1,37	1,29	3,38
31		8,14	2,89	17,84	18,20	17,92	17,91	53,70	8,63	0,98	30,54	1,41	1,35	3,38
32	8,14	2,95	17,85	18,38	17,93	18,19	53,91	8,37	1,00	30,56	1,49	1,25	3,42	
36	8,18	2,90	17,86	18,25	17,94	17,91	54,12	8,12	1,00	30,56	1,51	1,26	3,42	
41	8,24	2,87	17,72	18,12	17,80	17,78	54,11	8,13	1,00	30,57	1,53	1,25	3,41	
-	8,20	2,93	18,31	17,87	17,95	17,96	53,99	8,31	0,99	30,69	1,36	1,29	3,38	
-	0,06	0,06	0,10	0,08	0,09	0,11	0,18	0,19	0,01	0,13	0,13	0,06	0,06	
9	15–16.12.2021	8,27	2,89	16,8	17,19	16,8	17,1	53,88	8,58	0,96	30,40	1,28	1,38	3,61
8		8,26	2,36	15,89	16,3	15,82	16,11	53,54	9,10	0,86	30,43	1,22	1,25	3,70
7		8,16	2,47	15,86	16,23	15,77	16,17	53,57	8,97	0,88	30,26	1,40	1,35	3,64
6		8,22	2,52	15,94	16,34	15,85	16,2	53,62	8,97	0,86	30,32	1,32	1,34	3,66
5		8,19	2,47	15,87	16,28	15,83	16,06	53,52	9,08	0,88	30,26	1,34	1,30	3,71
4		8,25	2,50	16,00	16,37	15,9	16,29	53,59	9,00	0,86	30,41	1,27	1,30	3,64
3	8,21	2,46	16,06	16,41	15,93	16,25	53,54	9,04	0,86	30,29	1,40	1,30	3,65	
2	8,38	2,37	15,8	16,22	15,66	16,16	53,24	9,41	0,83	30,32	1,34	1,28	3,67	
1	8,17	2,49	16,04	16,38	15,91	16,22	53,59	8,98	0,87	30,35	1,32	1,34	3,63	
-	8,23	2,5	16,03	16,41	15,94	16,28	53,57	9,01	0,87	30,34	1,32	1,32	3,66	
-	0,06	0,14	0,28	0,28	0,31	0,3	0,15	0,20	0,03	0,06	0,06	0,04	0,03	
1H/1N	29.09.2022	8,00	2,65	–	18,01	17,68	17,98	54,16	8,03	0,92	31,31	1,25	1,21	3,10
4H/4N		8,03	3,01	18,58	18,86	18,66	18,71	54,57	7,77	0,91	30,70	1,31	1,36	3,44
9H/9N		8,13	3,13	18,57	18,81	18,61	18,77	54,57	7,55	0,97	31,23	1,32	1,21	3,19
10H/10N		8,06	3,21	18,53	18,98	18,7	18,88	54,34	7,77	0,98	31,36	1,26	1,20	3,16
-		8,06	3	18,56	18,67	18,41	18,59	54,41	7,78	0,94	31,15	1,29	1,25	3,22
-		0,05	0,22	0,02	0,39	0,42	0,35	0,17	0,17	0,03	0,26	0,03	0,07	0,13

Продолжение табл. 2 / Continuation of table 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
10 10Н/10N - -	21.03. 2023	8,15	2,66	17,28	17,55	17,3	17,66	54,35	8,13	1,00	30,26	1,16	1,45	4,06	
		8,17	2,74	16,23	17,15	16,94	17,53	54,50	8,01	1,00	30,22	1,17	1,34	3,67	
		8,16	2,7	16,75	17,35	17,12	17,59	9,44	1,40	0,17	5,25	0,20	0,24	0,64	
		<i>0,01</i>	<i>0,04</i>	<i>0,53</i>	<i>0,2</i>	<i>0,18</i>	<i>0,07</i>	<i>0,10</i>	<i>0,03</i>	<i>0,00</i>	<i>0,07</i>	<i>0,00</i>	<i>0,01</i>	<i>0,00</i>	
ПК / PK	09.10. 2020	8,12	2,71	-	18,96	18,95	19,11	55,13	7,28	0,88	30,29	1,41	1,42	3,60	
	06.04. 2021	7,56	3,10	-	16,80	16,17	16,55	53,08	9,17	1,23	30,02	1,60	1,29	3,61	
	21.11. 2021	7,63	2,50	-	13,80	13,40	13,75	53,56	8,84	1,09	30,31	1,26	1,38	3,56	
Черное море, этап ЧМА / Black Sea, BSA stage															
1	21.09. 2022	8,31	2,89	-	18,69	18,33	18,75	54,08	8,36	1,00	30,31	1,29	1,36	3,60	
2		8,30	2,98	-	18,82	18,43	18,94	54,04	8,37	0,99	30,44	1,24	1,41	3,51	
3		8,29	2,91	-	18,78	18,43	18,82	54,13	8,32	1,00	30,35	1,19	1,41	3,59	
4		8,32	2,95	-	18,76	18,44	18,89	54,21	8,23	0,96	30,25	1,33	1,46	3,56	
5		8,27	2,94	-	18,74	18,44	18,90	54,27	8,18	0,98	30,29	1,23	1,46	3,59	
6		8,28	2,87	-	18,72	18,43	18,84	54,30	8,16	1,00	30,26	1,28	1,36	3,66	
7		8,31	2,90	-	18,91	18,54	18,89	54,05	8,42	0,98	30,37	1,21	1,35	3,60	
8		8,31	2,93	-	18,78	18,46	18,80	54,23	8,20	0,99	30,40	1,20	1,42	3,56	
9		8,27	2,90	-	18,76	18,45	18,79	54,27	8,18	1,00	30,33	1,23	1,39	3,61	
10		8,28	2,85	-	18,57	18,32	18,71	54,39	8,04	0,99	30,22	1,30	1,42	3,64	
11		8,28	2,85	-	18,70	18,49	18,76	54,53	7,88	0,97	30,45	1,28	1,30	3,59	
-		8,29	2,91	-	18,75	18,43	18,83	54,23	8,21	0,99	30,33	1,25	1,39	3,59	
-		<i>0,02</i>	<i>0,04</i>	-	<i>0,08</i>	<i>0,06</i>	<i>0,07</i>	<i>0,14</i>	<i>0,15</i>	<i>0,01</i>	<i>0,07</i>	<i>0,04</i>	<i>0,05</i>	<i>0,04</i>	
Черное море, этап ЧМБ / Black Sea, BSC stage															
A/A	29.09. 2022	8,11	3,05	-	19,00	18,67	18,87	54,21	7,95	0,93	31,40	1,26	1,20	3,06	
H/N		7,93	3,08	-	17,70	17,32	17,62	53,98	7,98	1,08	31,44	1,34	1,23	2,95	
ГБ/BB		8,08	3,11	-	18,88	18,59	18,68	54,33	7,76	0,96	31,49	1,29	1,11	3,05	
Г/Г		8,15	3,05	-	18,59	18,20	18,46	54,01	8,02	1,01	31,45	1,36	1,18	2,98	
АО/АО		8,01	3,07	-	18,90	18,55	18,77	54,14	7,93	0,98	31,51	1,25	1,19	2,99	
Л/Л		7,97	3,11	-	18,36	18,06	18,22	54,26	7,79	1,02	31,54	1,20	1,20	3,00	
Т/Т		8,03	3,07	-	18,67	18,34	18,70	54,20	7,86	0,99	31,49	1,26	1,23	2,98	
С/С		8,10	3,08	-	18,89	18,54	18,76	54,12	7,98	1,00	31,39	1,23	1,24	3,04	
-			8,04	3,08	-	18,59	18,25	18,47	54,16	7,90	0,99	31,47	1,28	1,19	3,00
-			<i>0,07</i>	<i>0,02</i>	-	<i>0,41</i>	<i>0,43</i>	<i>0,40</i>	<i>0,12</i>	<i>0,09</i>	<i>0,04</i>	<i>0,04</i>	<i>0,05</i>	<i>0,04</i>	<i>0,04</i>
Азовское море / Sea of Azov															
CG/GV	09.10. 2020	7,03	2,16	-	14,81	14,64	14,98	54,53	7,80	0,98	30,04	1,57	1,49	3,59	
Таманский залив / Taman Bay															
Д/Д	06.04. 2021	7,65	3,68	-	18,88	18,28	18,58	53,41	8,66	1,19	29,63	2,12	1,46	3,53	
П/П	7,44	6,97	-	22,12	21,48	22,00	53,56	7,71	2,15	30,17	1,67	1,22	3,53		
П/П	06.07. 2021	8,31	2,87	-	18,64	18,17	18,18	53,77	8,72	0,88	30,47	1,34	1,37	3,46	
С/С	8,38	2,95	-	18,54	18,07	18,23	53,76	8,77	0,88	30,52	1,25	1,35	3,48		
Д/Д	21.11. 2021	7,53	4,21	-	19,50	18,94	19,42	53,58	8,56	1,33	30,20	1,31	1,51	3,51	
Т/Т		7,1	2,49	-	16,07	15,58	15,88	53,46	9,05	0,96	30,37	1,30	1,31	3,55	
П/П		6,68	4,4	-	16,13	15,44	15,85	52,78	8,83	1,99	29,87	1,40	1,61	3,52	
ЛП/LP	06.07. 2021	7,66	3,18	-	39,61	38,66	39,82	53,84	9,30	0,47	29,75	1,23	1,57	3,84	
	21.11. 2021	7,42	5,09	-	26,63	25,99	26,70	53,84	8,66	1,05	29,53	1,43	1,75	3,74	

Примечание. Полу жирным прямым шрифтом показаны средние значения гидрохимических характеристик, полу жирным курсивом – *sd*.

Note: Bold straight font shows the average values of hydrochemical characteristics, bold italic – *sd*.

Кроме основных результатов по каждой пробе здесь перечислены средние по экспедиции значения полученных показателей и среднеквадратические отклонения *standart deviation* (*sd*) между ними. Большие отличия *sd* свидетельствовали о неоднородности, а небольшие – об однородности вод в районе исследований. Для данных Таманского залива, порта «Кавказ» и лагуны около пос. Приморский средние значения и *sd* не рассчитывались ввиду больших временных интервалов между отборами проб, которые неизбежно привели бы к большим отклонениям этих показателей. При расчете средних значений на этапе ЧМБ характеристики со станций *A* и *H* не учитывались вследствие их максимальной и минимальной солености соответственно.

Основной ионный состав вод Черного моря. Из табл. 2 видно, что соленость и относительное содержание главных ионов в образцах имеют близкие значения, а значения *sd* очень малы, что говорит об относительной однородности вдольбереговой черноморской водной массы в направлении от Севастополя вдоль Керченского пролива до Лазаревского. Максимальное (SS_{\max}) и минимальное (SS_{\min}) значения солености вод Черного моря в ходе экспедиции 2022 г. были зафиксированы на этапе ЧМБ: $SS_{\max} = 19,0$ около Анапы, $SS_{\min} = 17,7$ около Новороссийска. Пониженному значению солености вод в Новороссийской бухте способствовало, вероятно, распреснение морских вод стоком р. Цемес, поступающим в бухту с северо-западного направления.

В среднем *AT* составила 2,90 ммоль/кг ($AT_{\max} = 3,08$ ммоль/кг, $AT_{\min} = 2,85$ ммоль/кг). В Черном море *AT* представлена в основном карбонатной щелочностью, а доля ионов боратной, фосфатной, кремниевой и другой щелочности незначительна [1]. В прибрежной зоне Черного моря (этап ЧМБ) *AT* была в среднем на 9% выше, чем в открытом море (этап ЧМА).

Значения концентраций главных ионов в пробах воды, отобранных с судна в ходе этапа ЧМА и полученных с берега в ходе этапа ЧМБ, были очень близкими (табл. 2).

Результаты исследования ионного состава и солености поверхностных вод северо-восточной части Черного моря позволили установить, что они имеют вполне определенный ОИС, при котором $SS = 18,66$ (что соответствует $SP = 18,10$), $S_{Cl} = 18,29$ ($sd_{SS}, SP, S_{Cl} = 0,3$), $SA = 18,44$ ($sd_{SA} = 0,4$), а относительное содержание главных ионов (в %) следующее:

$$\begin{aligned} Cl^- &= 54,05 \ (sd = 0,3), \\ SO_4^{2-} &= 8,16 \ (sd = 0,3), \\ HCO_3^- &= 1 \ (sd = 0,3), \\ Na^+ &= 30,84 \ (sd = 0,4), \\ K^+ &= 1,29 \ (sd = 0,1), \\ Ca^{2+} &= 1,30 \ (sd = 0,1), \\ Mg^{2+} &= 3,30 \ (sd = 0,2). \end{aligned}$$

Сульфат-хлорное соотношение для поверхностных вод Черного моря (по данным этапов ЧМА и ЧМБ) составило в среднем 0,1492 ($sd = 0,004$).

Основной ионный состав вод Таманского залива. Данные табл. 2 демонстрируют существенные сезонные колебания солености вод Таманского залива и лагуны, примыкающей к нему. Например, пробы, полученные около

пос. Приморский (ст. II) Таманского залива, имели в апреле соленость 22,12, в июле 18,64, в ноябре 16,13. Менее существенные колебания солености наблюдались на противоположной стороне Таманского залива, около залива Динской (ст. Д) (небольшой залив на северо-западе Таманского п-ова протяженностью 8 км, ширина у выхода 2 км, глубина не превышает 4 м). Этот залив является частью Таманского залива и отделен от Керченского пролива косой Чушка⁷. В апреле соленость на ст. Д составила 18,88, в ноябре 19,50.

Значения AT в районе пос. Приморский имели большие сезонные колебания между экстремально высоким значением 6,97 ммоль/кг в апреле (при $pH = 7,44$), более низким 2,87 ммоль/кг в июле ($pH = 8,31$) (соответствует водам Черного моря) и промежуточным значением 4,4 ммоль/кг в ноябре ($pH = 6,68$). На изменение pH поверхностных вод природных водоемов существенно влияет активность фитопланктона, сопровождающаяся процессами окисления органического вещества, фотосинтеза и дыхания, что приводит к изменению содержания угольной кислоты. На повышение pH , как правило, влияет речной сток, обогащенный гидрокарбонатами и кальцием [1]. При снижении среднегодового стока р. Дон и солености вод Азовского моря в последнее время отмечается сохранение высокой интенсивности биологической продуктивности фитопланктона и смена его таксономических групп [12]. Сульфат-хлорное соотношение в водах Таманского залива колебалось в диапазоне 0,1320–0,1727 и в большинстве случаев понижалось с увеличением солености.

На гидрохимические показатели вод Таманского залива влияет водообмен с водами лагуны (ст. III), расположенной около пос. Приморский и соединенной с заливом протокой. Ее характеристики приведены в табл. 2. Видно, что лагуна имеет высокую соленость (в июле 39,1, в ноябре 26,63) и состав, отличный от других частей Таманского залива. Хлоридов и ионов магния в лагуне было больше, а гидрокарбонатов и ионов натрия меньше, чем в других пробах залива. В целом воды лагуны представляли собой трансформированные, вероятно, при испарении и биологических процессах, воды Таманского залива. Относительное содержание хлоридов здесь было самым низким, а сульфатов – самым высоким из всех районов залива. Сульфат-хлорное соотношение составило 0,1728 при $SS = 39,61$ в июле и 0,1608 при $SS = 26,63$ в ноябре.

Анализируя полученные результаты, можно предположить, что воды Керченского пролива, поступая в Таманский залив при определенных условиях (напр., под действием юго-западного ветра), заполняют залив и прилегающую к нему лагуну. Вследствие недостаточной горизонтальной циркуляции и мелководья Таманского залива керченские воды, попадая в лагуну, задерживаются здесь, частично испаряются и подвергаются биологическим процессам, меняя свой состав. Под действием северо-восточного ветра (и/или других условий) эти воды с повышенной в результате испарения соленостью и трансформированным составом поступают обратно в Керченский пролив вместе с менее солеными водами из центральной части Азовского моря. Таким образом, Таманский залив играет важную роль в солевом балансе вод Керченского пролива.

Керченский пролив. Согласно табл. 2, значения солености и относительного содержания главных ионов в образцах вод Керченского пролива (без учета вод Таманского залива) в сентябре 2019 и 2022 гг., июле 2020 г. и декабре

2021 г. очень близки, что демонстрирует однородность вод, но при этом эти значения имеют существенные сезонные различия. Наиболее низкие значения солености наблюдались в мае 2019 г., ноябре (ст. *ПК*) и декабре 2021 г. и составляли 15,25, 13,80 и 16,22 соответственно. Пониженная соленость в эти месяцы по сравнению с другими сезонами связана с затоком в пролив как менее соленых (~ 14) вод Азовского моря, чему способствует северо-восточный ветер [22, 32], так и соленых вод Таманского залива. Основной состав вод в Керченском проливе при пониженной солености отличался от состава черноморских вод (этапы ЧМА и ЧМБ) меньшим содержанием хлоридов и большим – сульфатов, характерным для вод центральной части Азовского моря. Наибольшие соленость (18,01–19,04) и *АТ* наблюдались в сентябре 2019 и 2022 гг. Высокая соленость и характер ОИС в это время года свидетельствуют о распространении в проливе вод Черного моря и об отсутствии затока азовоморских вод. Максимум толщины слоя испарения с поверхности Азовского моря в районе Керченского пролива наблюдается в конце лета и осенью в результате поступления через пролив более теплых черноморских вод, повышающих температуру азовоморских вод [1]. Отметим близкое относительное содержание главных компонентов ОИС здесь и в водах Черного моря (этап ЧМА). В июле 2020 г. сумма ионов в водах пролива имела промежуточное между минимальным и максимальным значение и составляла ~ 18,31.

Значения рН в Керченском проливе за весь период наблюдений составляли 8–8,42, что указывает на слабощелочную реакцию водной среды. В водах центральной части Черного моря ранее фиксировались наиболее часто встречаемые значения рН, равные 8,31–8,33 (максимальные 8,45 в апреле – мае, минимальные 8,25 в конце лета и зимой) [1]. В Керченском проливе летом 2008 г., после катастрофы с танкером в 2007 г. [16], значения рН достигали 8,65.

Сравнительный анализ ОИС вод Керченского пролива и прилегающих к нему акваторий. Данные табл. 2 демонстрируют существенные отличия в относительном содержании главных ионов в водах Керченского пролива и прилегающих к нему акваторий. Согласно полученным нами данным и материалам из работы [31], содержание главных ионов в Керченском проливе и в СМВ существенно различается. Во всех исследуемых образцах хлоридов было меньше, чем в СМВ (55,2%): в водах Керченского пролива на 1–2%, в Таманском заливе – до 2%, в водах Черного моря – на ~ 1%. Аналогичные отличия в водах Керченского пролива наблюдались нами и ранее [3]. В большинстве исследованных образцов относительное содержание SO_4^{2-} было в основном выше, чем в СМВ, где оно составляло 7,8% и ниже. Для всех образцов северо-восточной части Черного моря (этапы ЧМА и ЧМБ) содержание SO_4^{2-} было на грани погрешности определения. Для вод Керченского пролива и Таманского залива эти отклонения составляли до 1%. Во всех случаях HCO_3^- содержалось существенно больше, чем в СМВ (0,35%): в водах Керченского пролива, Черного моря (этапы ЧМА и ЧМБ) – в 3 раза, в водах Таманского залива – до 6 раз. Относительное содержание Na^+ в водах Керченского пролива и в СМВ (30,8%) в основном было очень близким, а в некоторых случаях в Керченском проливе и во всех черноморских пробах этапа ЧМА оно было меньше на 0,5%. Только

в мае 2019 г. в Керченском проливе Na^+ было больше на 3%, чем в СМВ. Содержание Na^+ в водах Таманского залива было меньше в среднем на 1%, в водах на этапе ЧМБ – больше на 1%. Относительное содержание K^+ в пробах вод этапов ЧМА и ЧМБ составляло $\sim 1,3\%$, что близко к содержанию в СМВ (1,2%). Концентрация K^+ в Керченском проливе немного отличалась (была меньше на $\sim 0,2\%$) от содержания в СМВ, а в Таманском заливе почти совпадала с СМВ, но иногда превышение составляло до 1% (ст. Д). Содержание Ca^{2+} в исследуемых образцах почти везде было больше, чем в СМВ: в Керченском проливе и Черном море – на $\sim 0,3\%$, в водах Таманского залива – на $\sim 0,6\%$. Содержание Mg^{2+} в пробах Таманского залива и этапа ЧМА было близко к СМВ (3,5%), в Керченском проливе – меньше на 0,2%, в водах этапа ЧМБ – на 0,6%.

На рис. 2 показано распределение относительного содержания компонентов ОИС вод (при соответствующей солености) в исследуемых образцах. Видно, что для вод Черного моря, как прибрежных (синие ромбы), так и удаленных от берега на расстояние ~ 10 км (красные ромбы), относительное содержание главных ионов ОИС в пределах sd имело хорошую сходимость. Это свидетельствует об однородности в целом поверхностной водной массы Черного моря на протяжении ~ 500 км.

Воды Керченского пролива отличаются от вод Черного моря большей неоднородностью и сезонной изменчивостью ОИС (рис. 2). Показано, что при значениях суммы ионов больше или меньше 18,66 ($sd = 0,3$) их относительное содержание меняется. Взаимосвязь наблюдается между содержанием Na^+ и Mg^{2+} как в водах Керченского пролива, так и на этапах ЧМА и ЧМБ, что связано с ионно-обменными процессами на геохимических барьерах при попадании терригенной взвеси с речным стоком в море. В рамках каждого этапа экспедиции содержание Na^+ и Mg^{2+} было близким. В водах Керченского пролива K^+ иногда было немного меньше, чем в водах Черного моря, отклонение его значений составляло $\pm 0,5\%$. Содержание Ca^{2+} в водах Керченского пролива и Черного моря почти совпадало.

Проведенные исследования показали, что SS_{\max} в водах Керченского пролива составляла 19,04 в сентябре 2019 г. В диапазоне солености 15–19, как показывает линия тренда на рис. 2, содержание хлоридов и ионов натрия в составе керченских вод повышается, а сульфатов, магния и кальция – понижается. В относительном содержании калия и гидрокарбонатов прослеживаются колебания, но заметного тренда к изменению не наблюдается. Самая высокая соленость и большая изменчивость состава наблюдалась в Таманском заливе, где происходила метаморфизация керченских вод при их нахождении в прилегающей лагуне. При этом относительное содержание хлоридов, гидрокарбонатов и ионов натрия в составе воды лагуны понижалось, а сульфатов, магния и кальция повышалось. Содержание калия существенно не менялось. Под действием северо-западного ветра, способствующего затоку азовоморских вод в Керченский пролив [32, 33], вероятно, водные массы лагуны смешивались последовательно с водами Таманского залива и Керченского пролива. По этой причине содержание главных ионов вод Керченского пролива имеет большое разнообразие – как сезонное, так и в пределах одной экспедиции (табл. 2, рис. 2).

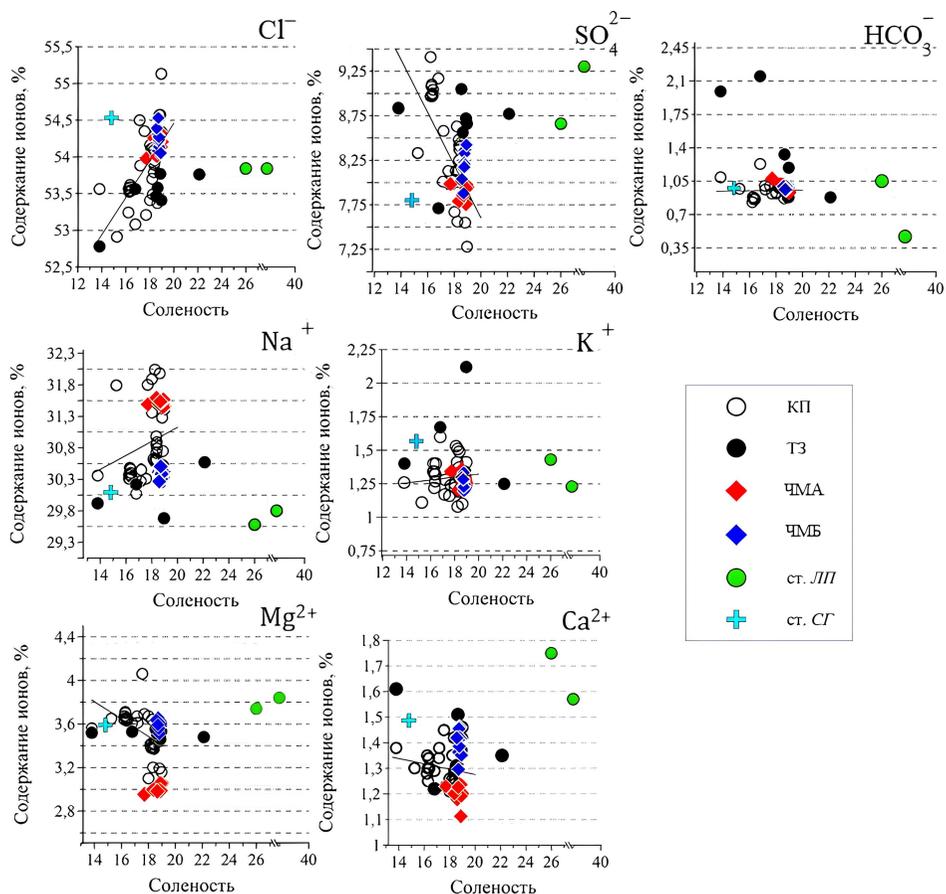
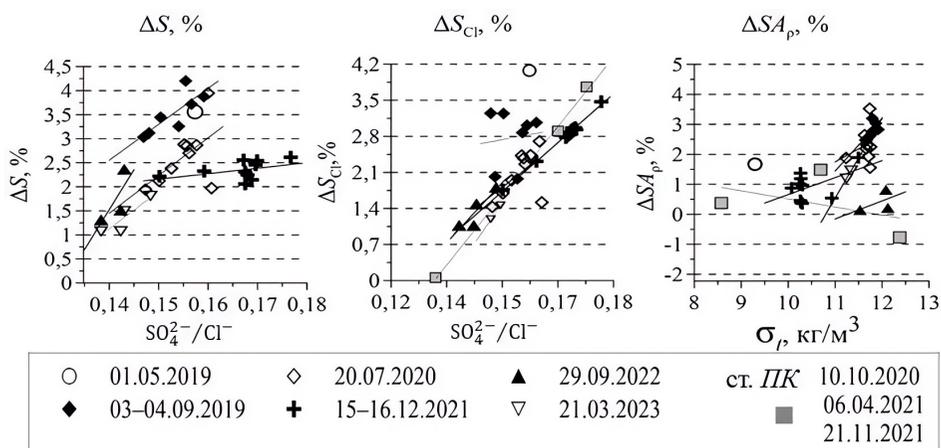


Рис. 2. Относительное содержание компонентов ОИС в водах Керченского пролива (КП), Таманского залива (ТЗ), северо-восточной части Черного моря (этапы ЧМА и ЧМБ), лагуны в Таманском заливе (ст. ЛП) и в водах Темрюкского залива Азовского моря (ст. СГ). Линия тренда показывает, как изменяется содержание элемента при повышении солености в Керченском проливе

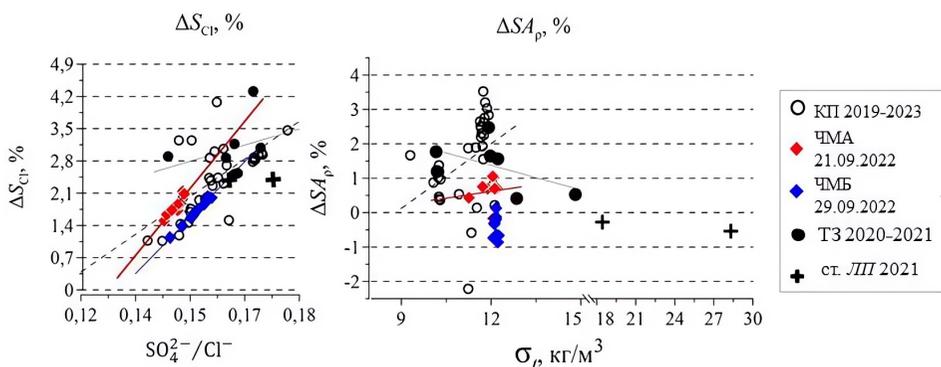
Fig. 2. Relative content of OIS components in the waters of the Kerch Strait (KS), the Taman Bay (TB), the northeastern Black Sea (stages BSA and BSC), lagoon in the Taman Bay (station LP) and in the Temryuk Gulf waters of the Sea of Azov (station GP). The trend line shows how the element content changes with increasing salinity in the Kerch Strait

Анализ взаимосвязи ОИС и солености всех исследованных образцов позволяет отличить воды Черного моря в Керченском проливе от трансформированных вод Азовского моря и Таманского залива и обнаружить, что при одинаковой солености воды Керченского пролива могут иметь разное соотношение главных ионов.

Влияние ОИС на точность определения солености вод Керченского пролива и прилегающих акваторий. Отличие ионного состава вод Черного, Азовского морей и Керченского пролива от вод Мирового океана приводит к ошибкам при измерении солености и плотности гидрофизическим оборудованием и другими способами [1, 3, 4, 31]. Результаты исследования влияния вариаций ионного состава на точность определения солености в поверхностных водах Керченского пролива, Черного моря, а также Таманского залива показаны на рис. 3.



a



b

Р и с. 3. ΔS , ΔS_{Cl} , ΔSA_{ρ} и их взаимосвязь с ионным составом и плотностью в водах Керченского пролива (КП) (отдельно по 5 экспедициям) – *a*; в водах Керченского пролива (5 экспедиций вместе), а также Черного моря (этапы ЧМА и ЧМБ), Таманского залива (ТЗ) и лагуны (ст. ЛП) – *b*

Fig. 3. ΔS , ΔS_{Cl} , ΔSA_{ρ} and their relationship with the ionic composition and density in the Kerch Strait (KS) waters (separately for 5 expeditions) – *a*; in the waters of the Kerch Strait (5 expeditions together), as well as the Black Sea (stages BSA and BSC), the Taman Bay (TB) and the lagoon (station LP) – *b*

Наибольшие отклонения наблюдались между значениями SS и SP (ΔS), наименьшие – между SS и SA_{ρ} (ΔSA_{ρ}). Видно, что ΔS и ΔS_{Cl} зависят от ионного состава и увеличиваются с повышением SO_4^{2-}/Cl^{-} , а ΔSA_{ρ} зависит от плотности и солености воды и увеличивается с их повышением. Эти процессы наблюдаются как в Керченском проливе, так и в Таманском заливе. Заметно, что ΔSA_{ρ} во всех пробах в основном повышается до 12 кг/м^3 (при температуре $20\text{--}21^{\circ}\text{C}$ до солености ~ 19), а далее при повышении плотности, как видно на примере вод на ст. ЛП, ΔSA_{ρ} снижается под влиянием существенно измененного состава.

В Керченском проливе ΔS составила $1\text{--}4\%$, в среднем $2,5\%$ ($SS = 0,5$), т. е. сумма ионов была больше в среднем на $2,5\%$, чем SP . В Таманском заливе и Черном море измерения CTD -зондом не проводились, поэтому ΔS не рассчитывалась.

В Керченском проливе ΔS_{Cl} составила 1–3%, в среднем 2,3% ($SS = 0,4$), т. е. соленость, рассчитанная по хлорности, была меньше, чем сумма ионов, в среднем на 2,3%. В Таманском заливе S_{Cl} была меньше на 0–3%, а в Черном море – в среднем на 1,8% ($SS = 0,3$), чем SS .

Расчет ΔS_{Ar} показал, что S_{Ar} в основном была меньше, чем сумма ионов, но в некоторых пробах с $SS > 18,66$ (т. е. больше средней солености черноморских вод, а следовательно, и с отличным ионным составом) она была больше. Так, в Керченском проливе S_{Ar} в основном была меньше SS на 2–3%, но на ст. *ПК* в октябре 2020 г. (при высоком значении $SS = 18,96$) она была больше на 0,8%. Значение S_{Ar} в Таманском заливе было ниже SS на 0,4–2,5%, но в лагуне (при повышенной SS), наоборот, значение S_{Ar} выше в среднем на 0,4%. В Черном море в образцах воды этапа ЧМА S_{Ar} была на 0,1–0,8% меньше, чем сумма ионов, а в образцах воды этапа ЧМБ – на ~ 1% больше, т. е. ΔS_{Ar} для вод Черного моря составила в среднем $\pm 0,1$ г/кг, и, таким образом, разница между ΔS_{Ar} и SS была несущественной. Из вышесказанного следует, что расчет по *TEOS-10* для вод Черного моря показывает наиболее близкий (~ 1%) к сумме ионов результат при условии соответствия солености и соотношения ионов составу вод Черного моря.

Гидрохимические аномалии ОИС влияют на точность расчета солености по электропроводности, измеренной *CTD*-зондом, что приводит к существенным ошибкам (до 3%) [3]. Несмотря на то что в черноморских водах этапов ЧМА и ЧМБ в 2022 г. *CTD*-зондирования не проводились, некоторые пробы из Керченского пролива с суммой ионов, равной ~ 18,8, имеют аналогичный с черноморскими водами ионный состав, а значит, ΔS , составляющая ~ 2,5%, может быть характерна и для этих вод. Вследствие зависимости ΔS_{Cl} от вариаций солевого состава при определении солености с использованием хлорного коэффициента необходимо учитывать поправку ΔS_{Cl} , равную ~ 2%, для поверхностных вод Черного моря и Керченского пролива.

Значение S_{Ar} имеет наименьшее отклонение от суммы ионов практически во всех исследованных образцах. Расчет солености по уравнению *TEOS-10* проще, чем расчет по сумме ионов, но требует лабораторных условий и наличия специального оборудования (высокоточного плотномера), поэтому этот способ нельзя назвать альтернативой *CTD*-исследованиям, но можно использовать для уточнения полученных *SP*-данных.

Выводы

В ходе работы были получены новые гидрохимические данные о водах Керченского пролива и прилегающих к нему акваторий северо-восточной части Черного моря, Таманского залива и Азовского моря, которые существенно расширяют представление о водообмене через Керченский пролив.

Было установлено, что исследованные черноморские воды, в том числе перемещающиеся через пролив, имеют вполне определенное содержание главных ионов в ОИС: $Cl^- = 54,2\%$, $SO_4^{2-} = 7,9\%$, $HCO_3^- = 1\%$, $Na^+ = 30,8\%$, $K^+ = 1,3\%$, $Ca^{2+} = 1,3\%$ и $Mg^{2+} = 3,3–3,6\%$. Этим водам соответствует сумма ионов, равная 18,66 ($sd = 0,3$, что составляет 1,5%). Эти черноморские воды отличаются от вод Таманского залива различным соотношением главных ионов ОИС даже при одинаковой солености.

Водам Таманского залива свойственна более высокая соленость, а ионно-солевой состав формируется водообменом между Черным морем, центральной частью Азовского моря и лагуной, где происходит трансформация вод. Установлено, что воды лагуны в Таманском заливе имели соленость 39 в июле и 26 в ноябре и содержали Cl^- и Na^+ в среднем меньше на 0,2 и 0,5%, чем воды Черного моря. В водах лагуны SO_4^{2-} было больше на 1%, а Ca^{2+} и Mg^{2+} – на 0,4%, чем в водах Черного моря. Таманский залив играет важную роль в солевом балансе вод Керченского пролива, поставляя трансформированные воды Азовского и Черного морей повышенной солености (до 19), рассчитанной суммой ионов. Процессами водообмена с соленой лагуной отчасти объясняется большая изменчивость состава вод в Таманском заливе и Керченском проливе.

При сравнении вод исследуемых акваторий и СМВ обнаружено, что ОИС Керченского пролива и прилегающих акваторий отличался от океанского повышенным в среднем до 1% содержанием сульфатов, в 3–6 раз – гидрокарбонатов и пониженным в среднем до 2% содержанием хлоридов. Эти отличия проявлялись тем ярче, чем большая доля в образце принадлежала пресноводному материковому стоку или трансформированным водам Таманского залива, где, например, сульфат-хлорное соотношение было выше, чем в Черном море и Керченском проливе. Ионные вариации способствовали занижению значений солености при ее расчете по данным *CTD*-зондирования во всех исследуемых водах. Для образцов Керченского пролива, и, вероятно, Черного моря это занижение составило в среднем 2,5%, что соответствует сумме ионов $\sim 0,5$. При расчете солености с использованием хлорного коэффициента обнаружены отклонения: в Керченском проливе они составляют $\sim 2,3\%$, в Таманском заливе $\sim 2\%$, в Черном море $\sim 2,5\%$.

Выполненные исследования показали, что воды Керченского пролива различного происхождения даже при одинаковых значениях солености могут различаться по содержанию компонентов основного ионно-солевого состава.

В океанологической практике необходимо учитывать ошибки при определении солености, связанные с вариациями ионно-солевого состава в водах Черного и Азовского морей и их акваторий, особенно выраженными в районах, подверженных влиянию материкового стока и водообмена с другими водоемами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4 : Черное море. Вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1992. 220 с.
2. Комплексные экосистемные исследования в российской части Азовского моря (18–25 июля 2006 г.) / Ю. А. Федоров [и др.] // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 2. С. 316–319.
3. Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижицкий А. С. Влияние вариаций ионно-солевого состава вод на точность измерений солености // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 5. С. 481–498. EDN JMZYUQ. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-481-498
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 5 : Азовское море. Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1991. 235 с.
5. Изотопы серы в верхней части анаэробной зоны Черного моря / А. В. Дубинин [и др.] // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 6. С. 885–893. EDN ZVRIAX. doi:10.7868/S0030157417060041

6. *Kremling K.* Relation Between Chlorinity and Conductometric Salinity in Black Sea Water // *The Black Sea – Geology, Chemistry, and Biology* / E. T. Degens, D. A. Ross. American Association of Petroleum Geologists, 1974. P. 151–154. <https://doi.org/10.1306/M20377C44>
7. *Коновалов С. К., Рябинин А. И.* Водородный показатель (рН) вод Черного моря // *Метеорология и гидрология*. 1987. № 10. С. 75–81.
8. *Маккавеев П. Н., Бубнов П. В.* Особенности вертикального распределения компонентов карбонатной системы в аэробной зоне Черного моря // *Океанология*. 1993. Т. 33, № 3. С. 354–359.
9. *Makkaveev P. N., Nalbandov Yu. R., Vlasova E. S.* The Distribution of Dissolved Inorganic Carbon in the Zone of Contact of Aerobic and Anaerobic Waters of the Black Sea // *Oceanology*. 2005. Vol. 45, Suppl. 1. P. S85–S92.
10. *Hiscock W. T., Millero F. J.* Alkalinity of the anoxic waters in the Western Black Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1787–1801. doi:10.1016/j.dsr2.2006.05.020
11. *Хоружий Д. С., Овсяный Е. И., Коновалов С. К.* Сопоставление результатов определения карбонатной системы и общей щелочности морской воды по данным различных аналитических методов // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 3. С. 33–47. EDN TOESBD.
12. *Косенко Ю. В., Барабашин Т. О., Баскакова Т. Е.* Динамика гидрохимических характеристик Азовского моря в современный период осолонения // *Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки*. 2017. № 3–1. С. 76–82. EDN ZOKXLB. doi:10.23683/0321-3005-2017-3-1-76-82
13. *Dashkevich L. V., Berdnikov S. V., Kulygin V. V.* Many-year variations of the average salinity of the Sea of Azov // *Water Resources*. 2017. Vol. 44, iss. 5. P. 749–757. doi:10.1134/S0097807817040042
14. Результаты морских научных исследований Южного научного центра Российской академии наук (ЮНЦ РАН) в Азовском море в 2003–2018 гг. Часть 1 : Гидрология и гидрохимия / С. В. Бердников [и др.] // *Водные биоресурсы и среда обитания*. 2019. Т. 2, № 3. С. 7–19. EDN JTAFFX.
15. *Решетняк О. С., Комаров Р. С.* Межгодовая и сезонная изменчивость стока растворенных веществ в дельтовых рукавах реки Кубани // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2023. Т. 78, № 1. С. 95–105. EDN QHCCPB. doi:10.55959/MSU0579-9414-5-2023-1-95-105
16. Комплексные экологические исследования Керченского пролива и Таманского залива после катастрофы танкера с мазутом (2007–2010 гг.) / В. В. Сапожников [и др.] // *Труды ВНИРО*. 2013. Т. 150. С. 65–77. EDN TFSJPD.
17. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Черного и Азовского морей (1980–2020 гг.) / А. И. Гинзбург [и др.] // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 6. С. 900–912. EDN XNMVYL. doi:10.31857/S003015742106006X
18. *Демченко В. А.* Особенности влияния изменяющегося климата на сообщества рыб Азовского бассейна // *Вестник Запорожского национального университета. Биологические науки*. 2010. № 1. С. 22–32.
19. Оценка загрязнения Керченского пролива и прилегающей акватории Черного моря по данным натурных измерений 2019–2020 гг. / П. О. Завьялов [и др.] // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 2. С. 194–203. EDN YHPENI. doi:10.31857/S0030157422020174
20. *Radulescu V.* Environmental Conditions and the Fish Stocks Situation in the Black Sea, between Climate Change, War, and Pollution // *Water*. 2023. Vol. 15, iss. 6. 1012. <https://doi.org/10.3390/w15061012>
21. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1 : Азовское море / Ю. П. Ильин [и др.]. Севастополь, 2009. 400 с.
22. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.

23. Study of Water Exchange in the Kerch Strait Based on Historical Data and Contact Measurements in 2019 / I. V. Zavalov [et al.] // *Oceanology*. 2021. Vol. 61, iss. 3. P. 329–337. doi:10.1134/S0001437021030176
24. Матишов Г. Г., Дашкевич Л. В., Кириллова Е. Э. Цикличность климата в Приазовье: голоцен и современный период (XIX–XXI вв.) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498, № 1. С. 96–100. EDN VHUREG. <https://doi.org/10.31857/S2686739721050091>
25. Бердников С. В., Дашкевич Л. В., Кулыгин В. В. Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 503, № 1. С. 65–70. EDN REQVQV. doi:10.31857/S2686739722030057
26. Коновалов С. К., Видничук А. В., Орехова Н. А. Пространственно-временные характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. М. : Научный мир, 2018. С. 106–118.
27. Кондратьев С. И., Романов А. С., Внуков Ю. Л. Особенности распределения гидрохимических характеристик в районе материкового склона северо-западной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2007. № 5. С. 69–79. EDN YOWSAP.
28. Millero F. J. History of the Equation of State of Seawater // *Oceanography*. 2010. Vol. 23, iss. 3. P. 18–33. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.21>
29. Pawlowicz R. Key Physical Variables in the Ocean: Temperature, Salinity, and Density // *Nature Education Knowledge*. 2013. Vol. 4, iss. 4. 13.
30. Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О. Лабораторные исследования основного компонентного состава гипергалинных озер // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 1. С. 16–36. EDN PXDBFT. doi:10.22449/0233-7584-2019-1-16-36
31. The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale / F. J. Millero [et al.] // *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 2008. Vol. 55, iss. 1. P. 50–72. doi:10.1016/j.dsr.2007.10.001
32. Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait / I. Zavalov [et al.] // *Ocean Science*. 2020. Vol. 16, iss. 1. P. 15–30. <https://doi.org/10.5194/os-16-15-2020>
33. Zavalov P. O., Izhitskiy A. S., Sedakov R. O. Sea of Azov waters in the Black Sea: Do they enhance wind-driven flows on the shelf? // *The Ocean in Motion: Circulation, waves, polar oceanography* / Eds. M. G. Velarde, R. Yu. Tarakanov, A. V. Marchenko. Cham : Springer, 2018. P. 461–474. (Springer Oceanography). doi:10.1007/978-3-319-71934-4_28

Об авторах:

Андрулионис Наталья Юрьевна, научный сотрудник, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат географических наук, **SPIN-код: 9040-2714**, **ORCID ID: 0000-0001-9141-1945**, **Web of Science ResearcherID: AGP-4038-2022**, **Scopus Author ID: 57209575290**, natalya@ocean.ru

Завьялов Иван Борисович, младший научный сотрудник, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), **ORCID ID: 0009-0004-0083-4475**, **Web of Science ResearcherID: AGQ-4773-2022**, i.zav@ocean.ru

Рождественский Сергей Александрович, ведущий инженер, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), **ORCID ID: 0000-0003-4654-9130**, sergeir92@list.ru

Научная статья

УДК 551.465
EDN: HTUSGA

Потоки энергии между средними течениями и мезомасштабными вихрями в восточной и западной частях Черного моря

А. А. Павлушин

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

Поступила в редакцию 31.12.2022; одобрена после рецензирования 22.06.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Целью данной работы является анализ потоков энергии между течениями разных масштабов в восточной и западной частях Черного моря.

Методы и результаты. Для определения составляющих энергетического баланса использовались результаты численного расчета полей течений в Черном море, выполненного с помощью двухслойной вихререзающей модели, возбуждаемой ветром с циклонической завихренностью. Полная нестационарная крупномасштабная циркуляция моря условно представлялась в виде суммы средних течений и мезомасштабных вихрей. Были рассчитаны переходы между кинетической и доступной потенциальной энергией, а также потоки энергии между крупномасштабными течениями и мезомасштабными вихрями отдельно для восточной и западной части Черного моря. Кроме того, были определены адвективные потоки энергии через меридиональную границу между двумя частями моря.

Выводы. Основной вклад в адвективный перенос потенциальной энергии из восточной части Черного моря в западную вносят мезомасштабные вихри. Этот адвективный перенос энергии приводит к возникновению различий в направлении потоков энергии между течениями разных масштабов в восточной и западной частях моря. В восточной части энергия передается от средних течений к мезомасштабным вихрям, а в западной наблюдается обратный поток энергии. Показано, что обмен кинетической энергией между различными масштабами обеспечивается работой силы Кориолиса, которая для исходных течений равна нулю, но оказывается не равной нулю отдельно для средних течений и мезомасштабных вихрей.

Ключевые слова: Черное море, крупномасштабная циркуляция, средние течения, мезомасштабные вихри, энергетический баланс, поток энергии, β -эффект, волны Россби

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2022-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

Для цитирования: Павлушин А. А. Потоки энергии между средними течениями и мезомасштабными вихрями в восточной и западной частях Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 108–129. EDN HTUSGA.

Energy Flows between the Mean Currents and the Mesoscale Eddies in the Eastern and Western Parts of the Black Sea

A. A. Pavlushin

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ pavlushin@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The study consists in analyzing the energy flows between the currents of different scales in the eastern and western parts of the Black Sea.

Methods and Results. The energy balance components were determined based on the results of numerical calculation of current fields in the Black Sea performed using a two-layer eddy-resolving model subjected to a forcing of a wind with cyclonic vorticity. A complete non-stationary large-scale sea circulation was represented conventionally as a sum of mean currents and mesoscale eddies. Conversions between the kinetic and available potential energy, as well as the energy flows between the mean currents and the mesoscale eddies were calculated separately for the eastern and western parts of the Black Sea. Besides, the advective energy flows across the meridional boundary between two parts of the sea were also calculated.

Conclusions. The main contribution to the potential energy advective transfer from the eastern part of the Black Sea to its western part is made by the mesoscale eddies. This advective energy transfer results in arising of differences in the energy flow directions in the currents of different scales in the eastern and western parts of the sea. In the Black Sea eastern part, energy is transferred from the mean currents to the mesoscale eddies, whereas in its western part, a reverse energy flow is observed. It is shown that the kinetic energy exchange between the movements of different scales is provided by the Coriolis force work, which for the initial currents is equal to zero, but turns out to be non-zero separately for the mean flows and the mesoscale eddies.

Keywords: Black Sea, large-scale circulation, mean currents, mesoscale eddies, energy balance, energy flow, β -effect, Rossby waves

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment FNNN-2022-0003 “Development of operational oceanology methods based on interdisciplinary research of the processes of marine environment formation and evolution, and mathematical modeling using the data of remote and contact measurements”.

For citation: Pavlushin, A.A., 2024. Energy Flows between the Mean Currents and the Mesoscale Eddies in the Eastern and Western Parts of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 99-119.

Введение

Большую роль в формировании и изменчивости горизонтальной циркуляции вод в океанах и морях играет взаимодействие между динамическими процессами различных масштабов. Согласно классификации, предложенной А. С. Мониним¹, для циркуляции Черного моря актуальной является изменчивость межгодового, сезонного и синоптического масштабов. Процессы межгодового и сезонного масштабов проявляются в формировании течений, ограниченных размерами бассейна. В Черном море это Основное Черноморское течение (ОЧТ), которое в некоторые годы распространяется по всему периметру глубоководной части моря, а в другие годы распадается на два или три

¹ Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 262 с.

суббассейновых циклонических круговорота – «очки Книповича» [1]. К процессам синоптического масштаба относятся меандры ОЧТ, антициклонические и циклонические вихри, образующиеся в ложбинах меандров, ринги – оторвавшиеся меандры, квазистационарные антициклоны (Севастопольский, Батумский), волны Россби с масштабами порядка бароклинического радиуса деформации [2, 3].

В научных статьях зарубежных авторов [4–6] при описании особенностей полей течений чаще применяется другая классификация, согласно которой вихревые образования, по определению А. С. Монины являющиеся синоптическими [7], отнесены к мезомасштабным объектам. Такие объекты называются мезомасштабными вихрями (*mesoscale eddies*), имеют размеры от десяти до нескольких сотен километров, время их жизни составляет от недели до нескольких месяцев [8]. Соответственно, явления большего масштаба, чем мезомасштабные вихри, относятся к крупномасштабным, меньшего – к субмезомасштабным. В данной работе субмезомасштабные динамические объекты не рассматриваются, поскольку пространственное разрешение двухслойной вихре-разрешающей модели [9], с помощью которой проводится расчет полей гидрофизических характеристик, не позволяет этого сделать. В дальнейшем планируется провести некоторую модернизацию модели и увеличить ее пространственное разрешение, чтобы исследовать влияние субмезомасштабных процессов на более крупномасштабные, так как этот вопрос представляет научный интерес [10–12].

В настоящей работе для удобства изложения используется разделение процессов на крупномасштабные и мезомасштабные, как принято в зарубежной литературе. В качестве крупномасштабных рассматриваются средние течения (СТ), полученные путем осреднения по времени мгновенных полей течений, а отклонения мгновенных течений от этого среднего состояния являются вихревыми образованиями, чаще называемыми мезомасштабными вихрями (МВ). В Черном море МВ образуются в основном вследствие гидродинамической неустойчивости крупномасштабных течений [13]. Они участвуют в передаче энергии в глубинные слои моря, влияют на приток ветровой энергии и на горизонтальное перемешивание вод [14].

Для исследования динамики Черного моря в работе применяется метод энергетического анализа, при котором вычисляются и оцениваются энергетические параметры течений: кинетическая энергия и потенциальная энергия, энергетические потоки (переходы) между различными видами энергии и масштабами движения, источники и стоки энергии. Знание энергетики исследуемых процессов необходимо для лучшего и правильного понимания их физики [15, 16].

Постановка задачи, описание модели

Предметом рассмотрения в настоящей работе являются взаимные переходы кинетической и потенциальной энергии, вызванные крупномасштабными и мезомасштабными динамическими процессами в Черном море. На данном этапе исследований ставилась цель – рассчитать и проанализировать средние за большой период времени переходы механической энергии между ее раз-

личными видами и между движениями различного масштаба отдельно для восточной и западной части Черного моря. Разделение моря на две половины осуществлялось по условной границе D, которая совпадает с меридианом, проходящим через м. Сарыч (рис. 1, *a*).

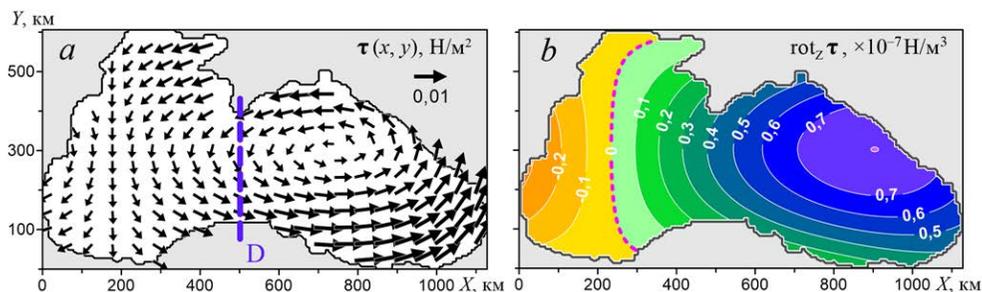


Рис. 1. Поля касательного напряжения ветра (*a*) и завихренности τ (*b*)
Fig. 1. Fields of tangential wind stress (*a*) and vorticity τ (*b*)

В предыдущей работе [17], также посвященной анализу энергетики Черного моря, было установлено, что под влиянием β -эффекта формируется средний адвективный перенос потенциальной энергии из восточной половины моря в западную, который приводит к пространственной неравномерности распределения энергетических характеристик по акватории моря. В работе анализировались осредненные по времени интегральные потоки и переходы энергии в западной и восточной частях моря, но их разделение по масштабам движения не проводилось.

В качестве исходных данных для расчета энергетических характеристик как в предыдущей, так и в настоящей работе использовались результаты численного моделирования черноморской циркуляции с помощью двухслойной вихреразрешающей модели [9], в которой учитываются реальный рельеф дна, трение на поверхности раздела слоев, придонное трение и горизонтальная турбулентная вязкость.

Несмотря на кажущуюся простоту, в используемой модели учитываются все основные факторы, определяющие формирование и изменчивость поля течений. При правильном выборе внешних и внутренних параметров модель вполне адекватно воспроизводит известные особенности крупномасштабной черноморской циркуляции – Основное Черноморское течение с меандрами и тесно связанными с ними мезомасштабными вихревыми образованиями, Батумский и Севастопольский квазистационарные антициклоны, «очки Книповича» и др. Течения в нижнем слое, полученные с помощью двухслойной модели [18], соответствуют данным наблюдений глубинных течений в Черном море [19, 20].

Если для возбуждения движения в модели использовать стационарный или периодически меняющийся ветер, то удастся получить выход модельного решения на статистически равновесный режим, при котором средние значения всех рассчитываемых характеристик и параметров модели останутся постоянными.

Модель основана на системе уравнений мелкой воды для двухслойной жидкости и включает в себя уравнения движения и неразрывности для каждого слоя:

$$(U_1)_t + (U_1 u_1)_x + (V_1 v_1)_y - fV_1 = gh_1 \zeta_x + \tau^x - R_{L1}^x + A_B h_1 (\Delta \Delta u_1),$$

$$(V_1)_t + (U_1 v_1)_x + (V_1 v_1)_y + fU_1 = gh_1 \zeta_y + \tau^y - R_{L1}^y + A_B h_1 (\Delta \Delta v_1),$$

$$(h_1)_t + (U_1)_x + (V_1)_y = 0,$$

$$(U_2)_t + (U_2 u_2)_x + (V_2 v_2)_y - fV_2 = gh_2 \zeta_x + g'h_2 (h_1)_x + R_{L2}^x - R_D^x + A_B h_2 (\Delta \Delta u_2),$$

$$(V_2)_t + (U_2 v_2)_x + (V_2 v_2)_y + fU_2 = gh_2 \zeta_y + g'h_2 (h_1)_y + R_{L2}^y - R_D^y + A_B h_2 (\Delta \Delta v_2),$$

$$(h_2)_t + (U_2)_x + (V_2)_y = 0,$$

где нижние индексы 1, 2 указывают номер слоя; нижние индексы t, x, y означают дифференцирование по соответствующей переменной; $(u_1, v_1), (u_2, v_2)$ – горизонтальные компоненты скорости течений в верхнем и нижнем слое, направленные вдоль осей X (на восток) и Y (на север); h_1, h_2 – толщины слоев; ζ – уровень моря; τ^x, τ^y – компоненты касательного напряжения ветра, действующего на морскую поверхность; $(U_1 = u_1 h_1, V_1 = v_1 h_1), (U_2 = u_2 h_2, V_2 = v_2 h_2)$ – компоненты потоков в слоях; $(R_{L1}^x, R_{L1}^y), (R_{L2}^x, R_{L2}^y)$ – компоненты силы трения на нижней границе верхнего слоя и верхней границе нижнего слоя соответственно (на жидкой границе между слоями $R_{L1}^x = -R_{L2}^x, R_{L1}^y = -R_{L2}^y$); (R_D^x, R_D^y) – компоненты придонного трения в нижнем слое; $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса, $f_0 = 10^{-4}$ 1/с, $\beta = 2 \cdot 10^{-8}$ 1/(с·м); $g = 9,81$ м/с² – ускорение свободного падения; $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2 = 0,032$ м/с² – редуцированное ускорение свободного падения, ρ_1, ρ_2 – плотность воды в верхнем и нижнем слое; A_B – коэффициент бигармонической горизонтальной турбулентной вязкости; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ – двумерный оператор Лапласа.

Для замыкания системы уравнений в модели используется уравнение неразрывности для полных потоков в приближении «твердой крышки» $U_x + V_y = 0$, где $U = U_1 + U_2, V = V_1 + V_2$ – составляющие полных потоков. Это позволяет ввести интегральную функцию тока ψ , для которой $U = -\psi_y, V = \psi_x$.

Речной сток и водообмен через проливы в модели не учитываются, на боковых границах бассейна задаются условия прилипания $\mathbf{u}_1 = 0, \mathbf{u}_2 = 0$.

Поскольку для параметризации горизонтальной турбулентной вязкости в модели используется бигармонический оператор, возникает необходимость определения граничных условий для лапласиана скорости течений. По аналогии с условиями для $\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2$ задаем $\Delta \mathbf{u}_1 = 0, \Delta \mathbf{u}_2 = 0$, хотя физического смысла в этом нет.

Модель вследствие слабой диссипативности наряду с крупномасштабными течениями хорошо воспроизводит мезомасштабные вихри, что дает возможность, используя результаты проведенных экспериментов, выделить доли энергии и работы сил, связанные с СТ и МВ. Методика подобного анализа описана в [21] и позволяет рассчитать энергетические переходы при взаимодействии мезомасштабных вихрей и крупномасштабных течений.

Исходные данные для расчета энергетических характеристик представляют собой поля толщины верхнего слоя, уровня моря и скоростей течений в верхнем и нижнем слоях за 30 лет с дискретностью 1 сут. Данные были получены в численном эксперименте при следующих параметрах модели: размер горизонтальной ячейки $\Delta x = \Delta y = 3000$ м, шаг интегрирования по времени $\Delta t = 120$ с, толщина верхнего слоя в состоянии покоя $h_0 = 100$ м, коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости $A_B = 2,0 \cdot 10^8$ м⁴/с, коэффициент придонного трения $r_D = 0,002$, коэффициент трения между слоями $r_L = 2,0 \cdot 10^{-6}$ м/с.

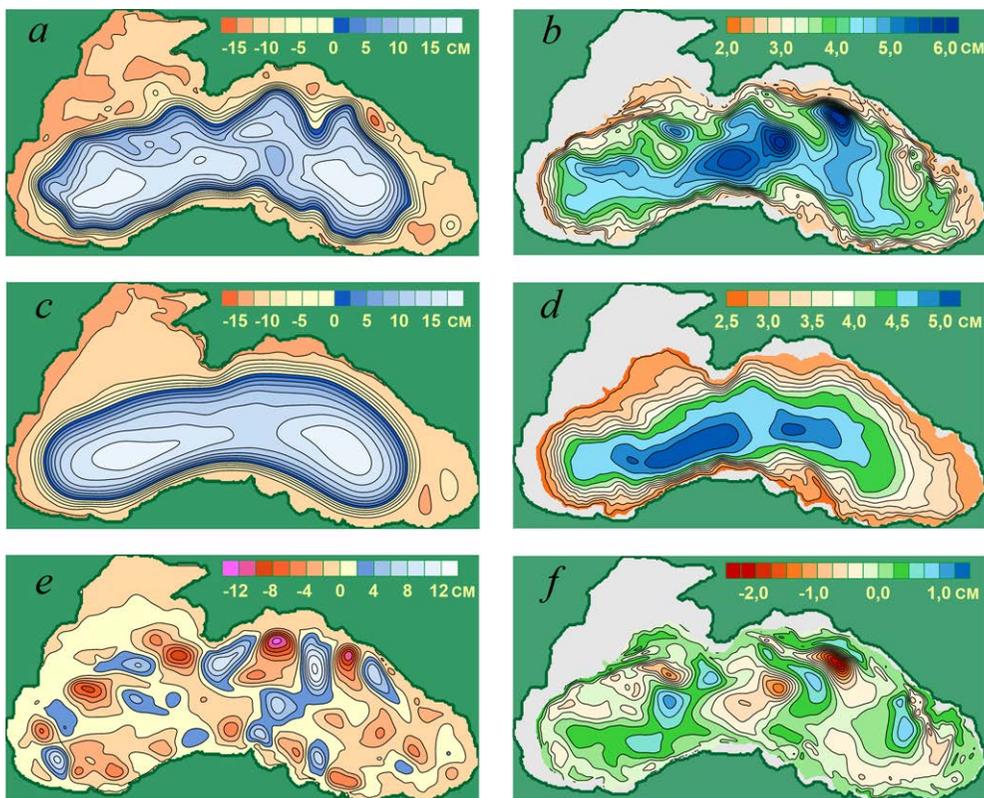
Ветровое воздействие задавалось стационарным полем касательного напряжения ветра $\tau(x, y)$ с переменной по площади завихренностью (рис. 1, *a, b*), при этом средняя по акватории моря завихренность была циклонической и составляла $0,3 \cdot 10^{-7}$ Н/м³. Выбор стационарного поля τ объясняется тем, что в этом случае численная модель быстрее выходит на статистически равновесный режим.

На рис. 2 приводятся полученные в результате расчетов характерные для статистически равновесного режима поля уровня моря $\zeta(x, y)$ и потенциала Монтгомери $M(x, y)$ – функции, которая характеризует давление на поверхности раздела слоев². Вследствие квазигеострофичности движений рассматриваемого масштаба пространственное распределение ζ и M дает хорошее представление о крупномасштабных и мезомасштабных течениях. В верхнем слое моря вода движется вдоль изолиний ζ , в нижнем слое – вдоль изолиний M . Движение воды происходит таким образом, что большее давление находится справа от направления течения. Чем гуще расположены изолинии, тем большую скорость имеет поток воды.

В мгновенном поле ζ (рис. 2, *a*) хорошо проявляются известные особенности черноморской циркуляции. В верхнем слое моря наблюдаются меандрирующее ОЧТ и мезомасштабные антициклонические вихри справа от него. В нижнем слое (рис. 2, *b*) движение воды происходит в циклоническом направлении так же, как в верхнем слое, но с меньшей скоростью (это видно по размаху шкалы M). Круговое течение в нижнем слое сильно меандрирует, причем меандры вытягиваются вдоль изобат и движутся в направлении против часовой стрелки как волны, захваченные материковым склоном [9].

Следующие два поля (рис. 2, *c, d*) получены осреднением за большой период времени мгновенных полей ζ, M . Они отражают крупномасштабную циркуляцию в бассейне. Согласно рисунку, в верхнем слое СТ представляет собой круговое течение, расположенное над материковым склоном (среднее ОЧТ), а в нижнем слое – течение, у которого линии тока близки к изобатам.

² Шакина Н. П. Лекции по динамической метеорологии. М. : ТРИАДА ЛТД, 2013. 160 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 1 2024



Р и с. 2. Мгновенные поля ζ (a) и M (b), средние поля $\bar{\zeta}$ (c) и \bar{M} (d), отклонения мгновенных значений от средних $\zeta - \bar{\zeta}$ (e) и $M - \bar{M}$ (f)

Fig. 2. Instantaneous fields ζ (a) and M (b), average fields $\bar{\zeta}$ (c) and \bar{M} (d), deviations of the instantaneous values from the average ones $\zeta - \bar{\zeta}$ (e) and $M - \bar{M}$ (f)

На рис. 2, e, f приведены отклонения мгновенных полей ζ , M от средних. На этих рисунках хорошо видны вихревые структуры (МВ) в нижнем и верхнем слоях моря. Эти вихревые образования связаны между собой и перемещаются в циклоническом направлении с одинаковой фазовой скоростью [20].

Баланс механической энергии в двухслойной модели

Используемая в работе двухслойная вихререзающая модель является энергетически сбалансированной и позволяет в достаточно простой форме описать процессы обмена механической энергией между верхним и нижним слоями моря. Механическая энергия в двухслойной модели состоит из кинетической энергии течений в отдельных слоях и потенциальной энергии.

Кинетическая энергия столба воды единичного сечения в верхнем и нижнем слое K_1 , K_2 определяется как

$$K_1 = h_1 e_{K1}, \quad K_2 = h_2 e_{K2}, \quad e_{K1} = \rho_1 \frac{u_1^2 + v_1^2}{2}, \quad e_{K2} = \rho_2 \frac{u_2^2 + v_2^2}{2},$$

где e_{K1} , e_{K2} – кинетическая энергия единицы объема воды верхнего и нижнего слоя; ρ_1 , ρ_2 – плотность воды в слоях.

Потенциальная энергия положения столба воды единичного сечения от поверхности моря до дна равна

$$PE = -\int_{\zeta}^H \rho(z)gzdz = -\int_{\zeta}^{h_1+\zeta} \rho_1gzdz - \int_{h_1+\zeta}^H \rho_2gzdz = \rho_2 \left(-g \frac{H^2}{2} + g \frac{\zeta^2}{2} + g' \frac{(h_1 + \zeta)^2}{2} - g' \frac{\zeta^2}{2} \right),$$

где $H(x, y)$ – глубина моря.

Вертикальная ось координат Z направлена вниз, за начало отсчета ($z = 0$) принимается невозмущенная поверхность моря. В этом случае потенциальная энергия отрицательна и равна работе, которую нужно совершить, чтобы поднять всю воду на нулевой уровень.

Иногда вместо потенциальной энергии удобнее пользоваться доступной потенциальной энергией (P), которая представляет собой разность между текущей потенциальной энергией (PE) и энергией наиболее устойчивого состояния жидкости (P_0). Для двухслойной жидкости наиболее устойчивым является состояние покоя, при котором поверхность моря и граница раздела слоев горизонтальны, поэтому

$$P = PE - P_0 = \rho_2 \left(g \frac{\zeta^2}{2} + g' \frac{h_1^2}{2} + g'h_1\zeta - g' \frac{h_0^2}{2} \right),$$

где h_0 – толщина верхнего слоя в состоянии покоя.

$$\text{В приближении «твердой крышки» } P = \rho_2 g' \frac{(h_1^2 - h_0^2)}{2}.$$

Энергетика двухслойной модели описывается системой уравнений энергетического баланса, состоящей из двух уравнений для кинетической энергии (верхнего и нижнего слоя) и уравнения для потенциальной энергии. Уравнения энергетического баланса K_1 и K_2 можно получить, если для каждого слоя сложить уравнения движения, умноженные на соответствующие составляющие скорости течений. Уравнение баланса потенциальной энергии получается дифференцированием по времени уравнения для P с последующим использованием приближений Буссинеска и «твердой крышки»:

$$\begin{cases} \frac{\partial K_1}{\partial t} + \frac{\partial U_1 e_{K1}}{\partial x} + \frac{\partial V_1 e_{K1}}{\partial y} = W_{C1} + W_{G1} + W_{\tau} + W_{RL1} + W_{AB1}, \\ \frac{\partial K_2}{\partial t} + \frac{\partial U_2 e_{K2}}{\partial x} + \frac{\partial V_2 e_{K2}}{\partial y} = W_{C2} + W_{G2} + W_{RL2} + W_{RD} + W_{AB2}, \\ \frac{\partial P}{\partial t} - \rho g' \left(\frac{\partial U_2 h_1}{\partial x} + \frac{\partial V_2 h_1}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial U \zeta}{\partial x} + \frac{\partial V \zeta}{\partial y} \right) = -W_{G1} - W_{G2}, \end{cases} \quad (1)$$

где $W_{C1} = U_1 \cdot f v_1 - V_1 \cdot f u_1 = 0$; $W_{C2} = U_2 \cdot f v_2 - V_2 \cdot f u_2 = 0$; $W_{\tau} = \rho(u_1 \tau^x + v_1 \tau^y)$;

$$W_{RL1} = \rho(u_1 R_{L1}^x + v_1 R_{L1}^y); \quad W_{RL2} = \rho(u_2 R_{L2}^x + v_2 R_{L2}^y); \quad W_{RD} = \rho(u_2 R_D^x + v_2 R_D^y);$$

$$W_{G1} = \rho g (U_1 \zeta_x + V_1 \zeta_y); \quad W_{G2} = \rho g (U_2 \zeta_x + V_2 \zeta_y) + \rho g' (U_2 h_x + V_2 h_y);$$

$$W_{AB1} = \rho A_B (U_1 (\Delta \Delta u_1) + V_1 (\Delta \Delta v_1)); \quad W_{AB2} = \rho A_B (U_2 (\Delta \Delta u_2) + V_2 (\Delta \Delta v_2));$$

ρ – средняя плотность воды в Черном море.

Левая часть уравнений (1) включает в себя локальные производные по времени и дивергенции адвективных потоков соответствующих энергий.

В правой части уравнений находятся члены, описывающие работы в единицу времени (мощность) сил, входящих в уравнения движения, которые определяют соответствующие потоки энергии: W_{C1} , W_{C2} – работа силы Кориолиса в верхнем и нижнем слое; W_{τ} – работа касательного напряжения ветра, равная притоку кинетической энергии в море (ветровая накачка); W_{RL1} , W_{RD} – работа сил трения (диссипация энергии вследствие трения на нижней границе верхнего и нижнего слоев); W_{RL2} – работа сил трения (поступление энергии в нижний слой из верхнего за счет трения между слоями); W_{G1} , W_{G2} – работа градиента давления (переход между кинетической и потенциальной энергией в верхнем и нижнем слое); W_{AB1} , W_{AB2} – работа сил горизонтальной турбулентной вязкости в слоях (диссипация энергии).

Потоки W_{G1} , W_{G2} с разными знаками входят одновременно в уравнения баланса кинетической и потенциальной энергии, тем самым обеспечивая энергетическую связь между верхним и нижним слоями.

Работа силы Кориолиса W_{C1} и W_{C2} в уравнениях (1) равна нулю, но, как будет показано ниже, она может быть ненулевой отдельно для СТ и МВ. Поэтому эти члены в уравнениях сохранены. В этом случае работа силы Кориолиса определяет переходы кинетической энергии между СТ и МВ.

Энергетические характеристики СТ и МВ

Итак, согласно поставленной задаче, требуется провести разделение энергетических характеристик течений, полученных с помощью численной модели, по масштабам движения, а именно: рассчитать средние по времени значения энергии и ее переходов отдельно для средних течений и мезомасштабных вихревых образований. Также необходимо определить, каким образом происходит обмен энергией между СТ и МВ. Расчеты проведем отдельно для восточной и западной части моря.

Рассмотрение средних характеристик дает возможность исключить в уравнениях энергетического баланса производные энергии по времени и тем самым уменьшить количество факторов, влияющих на изменчивость энергетических характеристик. Это несколько упрощает анализ.

Перепишем осредненные за большой период времени уравнения (1) в терминах переходов энергии, используя для обозначения среднего по времени перехода одного вида энергии в другой конструкцию $\{E_1, E_2\}$ [21]. Если $\{E_1, E_2\} > 0$, это означает, что E_2 переходит в E_1 , и наоборот: если $\{E_1, E_2\} < 0$, то E_1 переходит в E_2 :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \overline{U_1 e_{K1}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_1 e_{K1}}}{\partial y} = \overline{W_{C1}} + \{K_1, P\} + \{K_1, \tau\} + \{K_1, D_L\} + \{K_1, D_{T1}\}, \\ \frac{\partial \overline{U_2 e_{K2}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 e_{K2}}}{\partial y} = \overline{W_{C2}} + \{K_2, P\} + \{K_2, K_1\} + \{K_1, D_H\} + \{K_1, D_{T2}\}, \\ -\rho g' \left(\frac{\partial \overline{U_2 h_1}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 h_1}}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial \overline{U \zeta}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V \zeta}}{\partial y} \right) = -\{K_1, P\} - \{K_2, P\}, \end{array} \right. \quad (2)$$

где $\overline{W_{C1}} = 0$; $\overline{W_{C2}} = 0$; $\{K_1, \tau\} = \overline{W_\tau}$; $\{K_1, P\} = \overline{W_{G1}}$; $\{K_2, P\} = \overline{W_{G2}}$; $\{K_1, D_L\} = \overline{W_{RL1}}$; $\{K_2, K_1\} = \overline{W_{RL2}}$; $\{K_1, D_H\} = \overline{W_{RD}}$; $\{K_1, D_{T1}\} = \overline{W_{AB1}}$; $\{K_1, D_{T2}\} = \overline{W_{AB2}}$; D_L – диссипация вследствие трения на нижней границе верхнего слоя; D_H – диссипация вследствие придонного трения; D_{T1}, D_{T2} – диссипация вследствие горизонтальной турбулентной вязкости в верхнем и нижнем слоях; черта сверху означает осреднение по времени.

Проинтегрируем уравнения (2) по пространству в пределах западной и восточной области, после чего получим две системы уравнений, в которых для записи суммарных по площади энергетических характеристик применим квадратные скобки с верхним индексом W или E , означающим область интегрирования:

$$[...]^W = \iint_W (...) dx dy, \quad [...]^E = \iint_E (...) dx dy,$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \iint_W \left(\frac{\partial \overline{U_1 e_{K1}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_1 e_{K1}}}{\partial y} \right) dx dy = [W_{C1}]^W + [K_1, P]^W + [K_1, \tau]^W + [K_1, D_L]^W + [K_1, D_{T1}]^W, \\ \iint_W \left(\frac{\partial \overline{U_2 e_{K2}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 e_{K2}}}{\partial y} \right) dx dy = [W_{C2}]^W + [K_2, P]^W + [K_2, K_1]^W + [K_1, D_H]^W + [K_1, D_{T2}]^W, \\ \iint_W \left(-\rho g' \left(\frac{\partial \overline{U_2 h_1}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 h_1}}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial \overline{U \zeta}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V \zeta}}{\partial y} \right) \right) dx dy = -[K_1, P]^W - [K_2, P]^W, \end{array} \right. \quad (3)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \iint_E \left(\frac{\partial \overline{U_1 e_{K1}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_1 e_{K1}}}{\partial y} \right) dx dy = [W_{C1}]^E + [K_1, P]^E + [K_1, \tau]^E + [K_1, D_L]^E + [K_1, D_{T1}]^E, \\ \iint_E \left(\frac{\partial \overline{U_2 e_{K2}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 e_{K2}}}{\partial y} \right) dx dy = [W_{C2}]^E + [K_2, P]^E + [K_2, K_1]^E + [K_1, D_H]^E + [K_1, D_{T2}]^E, \\ \iint_E \left(-\rho g' \left(\frac{\partial \overline{U_2 h_1}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 h_1}}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial \overline{U \zeta}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V \zeta}}{\partial y} \right) \right) dx dy = -[K_1, P]^E - [K_2, P]^E. \end{array} \right. \quad (4)$$

Используя формулу Остроградского – Гаусса и условия прилипания на твердой границе, заменим стоящие в левой части уравнений двойные интегралы по площади от дивергенции адвективных потоков энергии линейными интегралами от x -составляющей этих потоков вдоль границы D :

$$\begin{aligned}
\int_D \overline{F_{K1}}(y) dy &= \iint_W \left(\frac{\partial \overline{U_1 e_{K1}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_1 e_{K1}}}{\partial y} \right) dx dy = - \iint_E \left(\frac{\partial \overline{U_1 e_{K1}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_1 e_{K1}}}{\partial y} \right) dx dy, \\
\int_D \overline{F_{K2}}(y) dy &= \iint_W \left(\frac{\partial \overline{U_2 e_{K2}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 e_{K2}}}{\partial y} \right) dx dy = - \iint_E \left(\frac{\partial \overline{U_2 e_{K2}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 e_{K2}}}{\partial y} \right) dx dy, \\
\int_D \overline{F_P}(y) dy &= \iint_E \left(-\rho g' \left(\frac{\partial \overline{U_2 h_1}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 h_1}}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial \overline{U \zeta}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V \zeta}}{\partial y} \right) \right) dx dy = \\
&= - \iint_W \left(-\rho g' \left(\frac{\partial \overline{U_2 h_1}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V_2 h_1}}{\partial y} \right) - \rho g \left(\frac{\partial \overline{U \zeta}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V \zeta}}{\partial y} \right) \right) dx dy,
\end{aligned} \tag{5}$$

где $\overline{F_{K1}} = \overline{U_1 e_{K1}}$, $\overline{F_{K2}} = \overline{U_1 e_{K1}}$, $\overline{F_P} = -\rho \left(g' \overline{U_2 h_1} + g \overline{(U_1 + U_2) \zeta} \right)$ – средние адвективные потоки кинетической и потенциальной энергии между западной и восточной частями моря.

Чтобы разделить энергетические характеристики по масштабам движения, воспользуемся данным выше определением для СТ и МВ. Как уже говорилось, СТ получается осреднением по времени мгновенных полей течений, а МВ – это отклонения мгновенных течений от СТ. Для идентификации СТ и его энергетических характеристик используем верхний индекс m , для МВ – индекс p .

Математически разделение циркуляции по масштабам движения можно выразить через течения (потоки воды) в слоях следующим образом:

$$\begin{aligned}
U_1 &= U_1^m + U_1^p = \overline{u_1 h_1} + (u_1 h_1)', & V_1 &= V_1^m + V_1^p = \overline{v_1 h_1} + (v_1 h_1)', \\
U_2 &= U_2^m + U_2^p = \overline{u_2 h_2} + (u_2 h_2)', & V_2 &= V_2^m + V_2^p = \overline{v_2 h_2} + (v_2 h_2)',
\end{aligned} \tag{6}$$

где штрих означает отклонение (пульсацию) от среднего значения; (U_1, V_1) , (U_2, V_2) – составляющие течений (потоков) в слоях; (U_1^m, V_1^m) , (U_2^m, V_2^m) – составляющие среднего течения; (U_1^p, V_1^p) , (U_2^p, V_2^p) – составляющие пульсационных течений, или МВ.

В данной работе период осреднения течений был выбран равным периоду осреднения уравнений (2).

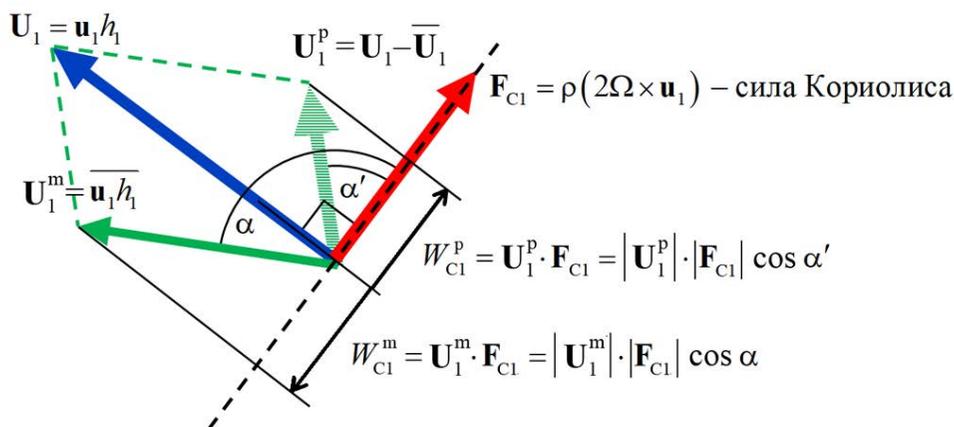
Если подставить выражения (6) в систему уравнений (1), то после раскрытия скобок и разделения членов уравнений по масштабам движения можно получить отдельные системы уравнений энергетического баланса для СТ и МВ.

Покажем, как работает разделение по масштабам движения на примере члена, описывающего работу силы Кориолиса в первом уравнении системы (1):

$$\begin{aligned}
W_{Cl} &= u_1 h_1 \cdot f v_1 - v_1 h_1 \cdot f u_1 = (U_1^m + U_1^p) \cdot f v_1 - (V_1^m + V_1^p) \cdot f u_1, \\
W_{Cl} &= (U_1^m \cdot f v_1 - V_1^m \cdot f u_1) + (U_1^p \cdot f v_1 - V_1^p \cdot f u_1) = W_{Cl}^m + W_{Cl}^p,
\end{aligned}$$

где $W_{Cl}^m = U_1^m \cdot f v_1 - V_1^m \cdot f u_1$ и $W_{Cl}^p = U_1^p \cdot f v_1 - V_1^p \cdot f u_1$ – работа силы Кориолиса, совершаемая СТ и МВ соответственно.

На рис. 3 приведен вектор мгновенного потока, разложенный на средний и пульсационный потоки, и вектор силы Кориолиса, действующей на мгновенный поток.



Р и с. 3. Возникновение ненулевых работ силы Кориолиса ($W_{C1}^m = -W_{C1}^p \neq 0$) при разложении течений на сумму средних $\overline{\mathbf{u}_1 h_1}$ и пульсационных $(\mathbf{u}_1 h_1)'$

F i g. 3. Arising of non-zero values of the Coriolis force work ($W_{C1}^m = -W_{C1}^p \neq 0$) at decomposing the flows into a sum of the average $\overline{\mathbf{u}_1 h_1}$ and pulsation $(\mathbf{u}_1 h_1)'$ values

Как видно из рисунка, разделение течений (потоков) на средние (СТ) и пульсационные (МВ) приводит к появлению ненулевых работ силы Кориолиса, с ними связанных. В сумме эти работы равны нулю, т. е. взаимно уничтожаются. Но при разделении уравнений энергетического баланса реальных потоков на уравнения для СТ и МВ соответствующие работы силы Кориолиса должны быть учтены для согласования систем уравнений. Правильно считать эти работы мнимыми (фиктивными), поскольку разделение течений на средние и пульсационные также является мнимым, существующим только в рамках используемого метода представления.

В уравнениях баланса энергии СТ и МВ работы силы Кориолиса определяют переходы кинетической энергии между средними и пульсационными течениями. Можно сказать, что не существующие на самом деле средние и пульсационные течения обмениваются между собой кинетической энергией за счет мнимой работы силы Кориолиса, которая сама является мнимой (фиктивной) силой.

Учитывая, что уравнения (3) – (5) являются следствием уравнений (1), получим для западной и восточной частей Черного моря две системы уравнений, в которых члены, относящиеся к СТ и МВ, разнесены в разные уравнения:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Phi_{K_1}^m = [K_1^m, K_1^p]^W + [K_1^m, P^m]^W + [K_1^m, \tau]^W + [K_1^m, D_L^m]^W + [K_1^m, D_{T1}^m]^W, \\ \Phi_{K_1}^p = [K_1^p, K_1^m]^W + [K_1^p, P^p]^W + [K_1^p, \tau]^W + [K_1^p, D_L^p]^W + [K_1^p, D_{T1}^p]^W, \\ \Phi_{K_2}^m = [K_2^m, K_2^p]^W + [K_2^m, P^m]^W + [K_2^m, K_1^m]^W + [K_2^m, D_H^m]^W + [K_2^m, D_{T2}^m]^W, \\ \Phi_{K_2}^p = [K_2^p, K_2^m]^W + [K_2^p, P^p]^W + [K_2^p, K_1^p]^W + [K_2^p, D_H^p]^W + [K_2^p, D_{T2}^p]^W, \\ \Phi_P^m = -[K_1^m, P^m]^W - [K_2^m, P^m]^W, \\ \Phi_P^p = -[K_1^p, P^p]^W - [K_2^p, P^p]^W, \end{array} \right. \quad (7)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} -\Phi_{K_1}^m = [K_1^m, K_1^p]^E + [K_1^m, P^m]^E + [K_1^m, \tau]^E + [K_1^m, D_L^m]^E + [K_1^m, D_{T1}^m]^E, \\ -\Phi_{K_1}^p = [K_1^p, K_1^m]^E + [K_1^p, P^p]^E + [K_1^p, \tau]^E + [K_1^p, D_L^p]^E + [K_1^p, D_{T1}^p]^E, \\ -\Phi_{K_2}^m = [K_2^m, K_2^p]^E + [K_2^m, P^m]^E + [K_2^m, K_1^m]^E + [K_2^m, D_H^m]^E + [K_2^m, D_{T2}^m]^E, \\ -\Phi_{K_2}^p = [K_2^p, K_2^m]^E + [K_2^p, P^p]^E + [K_2^p, K_1^p]^E + [K_2^p, D_H^p]^E + [K_2^p, D_{T2}^p]^E, \\ -\Phi_P^m = -[K_1^m, P^m]^E - [K_2^m, P^m]^E, \\ -\Phi_P^p = -[K_1^p, P^p]^E - [K_2^p, P^p]^E, \end{array} \right. \quad (8)$$

где $\Phi_{K_1}^m = \int_D F_{K_1}^m dy$; $\Phi_{K_2}^m = \int_D F_{K_2}^m dy$; $\Phi_P^m = \int_D F_P^m dy$; $\Phi_{K_1}^p = \int_D F_{K_1}^p dy$; $\Phi_{K_2}^p = \int_D F_{K_2}^p dy$;

$$\Phi_P^p = \int_D F_P^p dy; \quad F_{K_1}^m + F_{K_1}^p = \overline{F_{K_1}}; \quad F_{K_2}^m + F_{K_2}^p = \overline{F_{K_2}}; \quad F_P^m + F_P^p = \overline{F_P}; \quad F_{K_1}^m = U_1^m \cdot \overline{e_{K_1}};$$

$$F_{K_1}^p = \overline{F_{K_1}} - F_{K_1}^m; \quad F_{K_2}^m = U_2^m \cdot \overline{e_{K_2}}; \quad F_{K_2}^p = \overline{F_{K_2}} - F_{K_2}^m;$$

$$F_P^m = -\rho(g'U_2^m \cdot \overline{h_1} + g(U_1^m + U_2^m)\overline{\zeta}); \quad F_P^p = \overline{F_P} - F_P^m;$$

$$[K_1^m, K_1^p]^W = [W_{C1}^m]^W = [U_1^m \cdot f \overline{v_1} - V_1^m \cdot f \overline{u_1}]^W;$$

$$[K_1^p, K_1^m]^W = [W_{C1}^p]^W = -[K_1^m, K_1^p]^W; \quad [K_1^m, P^m]^W = \rho g [U_1^m \cdot \overline{\zeta_x} + V_1^m \cdot \overline{\zeta_y}]^W;$$

$$[K_1^p, P^p]^W = \rho g [\overline{U_1 \zeta_x} + \overline{V_1 \zeta_y}]^W - [K_1^m, P^m]^W;$$

$$[K_1^m, \tau]^W = \rho [U_1^m \cdot \overline{\tau^x h_1^{-1}} + V_1^m \cdot \overline{\tau^y h_1^{-1}}]^W; \quad [K_1^p, \tau]^W = \rho [\overline{u_1 \tau^x} + \overline{v_1 \tau^y}]^W - [K_1^m, \tau]^W;$$

$$[K_1^m, D_L^m]^W = \rho [U_1^m \cdot \overline{R_{L1}^x h_1^{-1}} + V_1^m \cdot \overline{R_{L1}^y h_1^{-1}}]^W;$$

$$[K_1^p, D_L^p]^W = \rho [\overline{u_1 R_{L1}^x} + \overline{v_1 R_{L1}^y}]^W - [K_1^m, D_L^m]^W;$$

$$[K_1^m, D_{T1}^m]^W = \rho A_B [U_1^m (\Delta \Delta \overline{u_1}) + V_1^m (\Delta \Delta \overline{v_1})]^W;$$

$$[K_1^p, D_{T1}^p]^W = \rho A_B [\overline{U_1 (\Delta \Delta u_1)} + \overline{V_1 (\Delta \Delta v_1)}]^W - [K_1^m, D_{T1}^m]^W;$$

$$[K_2^m, K_2^p]^W = [W_{C2}^m]^W = [U_2^m \cdot f \overline{v_2} - V_2^m \cdot f \overline{u_2}]^W;$$

$$[K_2^p, K_2^m]^W = [W_{C2}^p]^W = -[K_2^m, K_2^p]^W;$$

$$[K_2^m, P^m]^W = \rho [g(U_2^m \cdot \overline{\zeta_x} + V_2^m \cdot \overline{\zeta_y}) + g'(U_2^m \cdot \overline{h_{1x}} + V_2^m \cdot \overline{h_{1y}})]^W;$$

$$\begin{aligned}
[K_2^p, P^p]^W &= \rho \left[g \left(\overline{U_2 \zeta_x} + \overline{V_2 \zeta_y} \right) + g' \left(\overline{U_2 h_{1x}} + \overline{V_2 h_{1y}} \right) \right]^W - [K_2^m, P^m]^W; \\
[K_2^m, K_1^m]^W &= \rho \left[U_2^m \cdot \overline{R_{L2}^x h_2^{-1}} + V_2^m \cdot \overline{R_{L2}^y h_2^{-1}} \right]^W; \\
[K_2^p, K_1^p]^W &= \rho \left[\overline{u_2 R_{L2}^x} + \overline{v_2 R_{L2}^y} \right]^W - [K_2^m, K_1^m]^W; \\
[K_2^m, D_H^m]^W &= \rho \left[U_2^m \cdot \overline{R_D^x h_2^{-1}} + V_2^m \cdot \overline{R_D^y h_2^{-1}} \right]^W; \\
[K_2^m, D_H^m]^W &= \rho \left[\overline{u_2 R_D^x} + \overline{v_2 R_D^y} \right]^W - [K_2^m, D_H^m]^W; \\
[K_2^m, D_{T2}^m]^W &= \rho A_B \left[U_2^m (\Delta \Delta \bar{u}_2) + V_2^m (\Delta \Delta \bar{v}_2) \right]^W; \\
[K_2^p, D_{T2}^p]^W &= \rho A_B \left[\overline{U_2 (\Delta \Delta u_2)} + \overline{V_2 (\Delta \Delta v_2)} \right]^W - [K_2^m, D_{T2}^m]^W.
\end{aligned}$$

Формулы для вычисления переходов энергии в восточной половине моря получаются заменой W на E в вышеприведенных выражениях.

Выражения $[K_1^m, K_1^p]^W$, $[K_1^p, K_1^m]^W$, $[K_2^m, K_2^p]^W$, $[K_2^p, K_2^m]^W$, $[K_1^m, K_1^p]^E$, $[K_1^p, K_1^m]^E$, $[K_2^m, K_2^p]^E$, $[K_2^p, K_2^m]^E$ не равны нулю и определяют переходы кинетической энергии между СТ и МВ в соответствующей части моря.

Результаты расчета энергетических характеристик

Прежде всего были определены средние по времени значения энергий крупномасштабных течений и мезомасштабных вихревых образований в западной и восточной частях моря, для чего использовались формулы для K_1 , K_2 , P , выражения (6) и представление $h_1 = h_1^m + h_1^p$ (где $h_1^m = \bar{h}_1$):

$$\begin{aligned}
K_1 &= h_1 e_{K1} = \rho \frac{h_1 u_1^2 + h_1 v_1^2}{2} = \rho \frac{(U_1^m u_1 + V_1^m v_1) + (U_1^p u_1 + V_1^p v_1)}{2}, \\
K_2 &= h_2 e_{K2} = \rho \frac{h_2 u_2^2 + h_2 v_2^2}{2} = \rho \frac{(U_2^m u_2 + V_2^m v_2) + (U_2^p u_2 + V_2^p v_2)}{2}, \\
P &= \rho g' \frac{h_1^2 - h_0^2}{2} = \rho g' \frac{(h_1^m + h_1^p)^2 - h_0^2}{2} = \rho g' \frac{(h_1^m)^2 + 2h_1^m h_1^p + (h_1^p)^2 - h_0^2}{2}.
\end{aligned}$$

Осреднение по времени и разделение по масштабам движения дает

$$\begin{aligned}
\overline{K_1} &= \rho \frac{(U_1^m \bar{u}_1 + V_1^m \bar{v}_1) + \overline{(U_1^p u_1 + V_1^p v_1)}}{2} = \rho \frac{(U_1^m \bar{u}_1 + V_1^m \bar{v}_1)}{2} + \rho \frac{\overline{(U_1^p u_1 + V_1^p v_1)}}{2}, \\
\overline{K_1} &= K_1^m + K_1^p, \quad K_1^m = \rho \frac{U_1^m \bar{u}_1 + V_1^m \bar{v}_1}{2}, \quad K_1^p = \rho \frac{\overline{(U_1^p u_1 + V_1^p v_1)}}{2} = \overline{K_1} - K_1^m, \\
\overline{K_2} &= \rho \frac{(U_2^m \bar{u}_2 + V_2^m \bar{v}_2) + \overline{(U_2^p u_2 + V_2^p v_2)}}{2} = \rho \frac{(U_2^m \bar{u}_2 + V_2^m \bar{v}_2)}{2} + \rho \frac{\overline{(U_2^p u_2 + V_2^p v_2)}}{2}, \\
\overline{K_2} &= K_2^m + K_2^p, \quad K_2^m = \rho \frac{U_2^m \bar{u}_2 + V_2^m \bar{v}_2}{2}, \quad K_2^p = \rho \frac{\overline{(U_2^p u_2 + V_2^p v_2)}}{2} = \overline{K_2} - K_2^m,
\end{aligned}$$

$$\bar{P} = \rho g' \frac{(h_1^m)^2 - h_0^2 + \overline{(h_1^p)^2}}{2} = \rho g' \frac{(h_1^m)^2 - h_0^2}{2} + \rho g' \frac{\overline{(h_1^p)^2}}{2},$$

$$\bar{P} = P^m + P^p, \quad P^m = \rho g' \frac{(h_1^m)^2 - h_0^2}{2}, \quad P^p = \rho g' \frac{\overline{(h_1^p)^2}}{2} = \bar{P} - P^m.$$

После интегрирования по площади для западной и восточной частей моря осредненных по времени энергий СТ и МВ получим искомые значения (таблица).

**Осредненные по времени кинетическая и доступная потенциальная энергии (ТДж)
Time-averaged kinetic and available potential energy (TJ)**

$[K_1]$	$[K_2^m]$	$[K_1^p]$	$[K_2]$	$[K_2^m]$	$[K_2^p]$	$[\bar{P}]$	$[P^m]$	$[P^p]$
Западная часть / Western part								
313,7	238,3	75,4	48,4	1,9	46,4	881,1	756,0	125,0
Восточная часть / Eastern part								
370,7	286,6	84,1	61,7	2,2	59,4	2915,0	2773,2	141,8

Средние по времени энергии стационарны и не влияют на переходы энергии, но их знание полезно для общего понимания энергетики Черного моря и сравнения результатов моделирования с данными наблюдений.

Согласно полученным данным, кинетическая энергия СТ и МВ распределена в Черном море достаточно равномерно между его восточной и западной частями. Немного более высокие значения кинетической энергии в восточной половине моря можно объяснить большей протяженностью крупномасштабных течений в этой части бассейна.

В верхнем слое моря кинетическая энергия СТ больше кинетической энергии МВ примерно в три раза, а в нижнем слое – наоборот: в МВ содержится в 25 раз больше кинетической энергии, чем в СТ.

Больше всего средней механической энергии в море (~ 60%) приходится на доступную потенциальную энергию СТ, сосредоточенную в его восточной половине. Она почти в 10 раз превосходит кинетическую энергию СТ в этой части бассейна. В западной половине моря общая доступная потенциальная энергия СТ в три раза превышает кинетическую энергию СТ. При этом она в три раза меньше, чем доступная потенциальная энергия СТ в восточной половине.

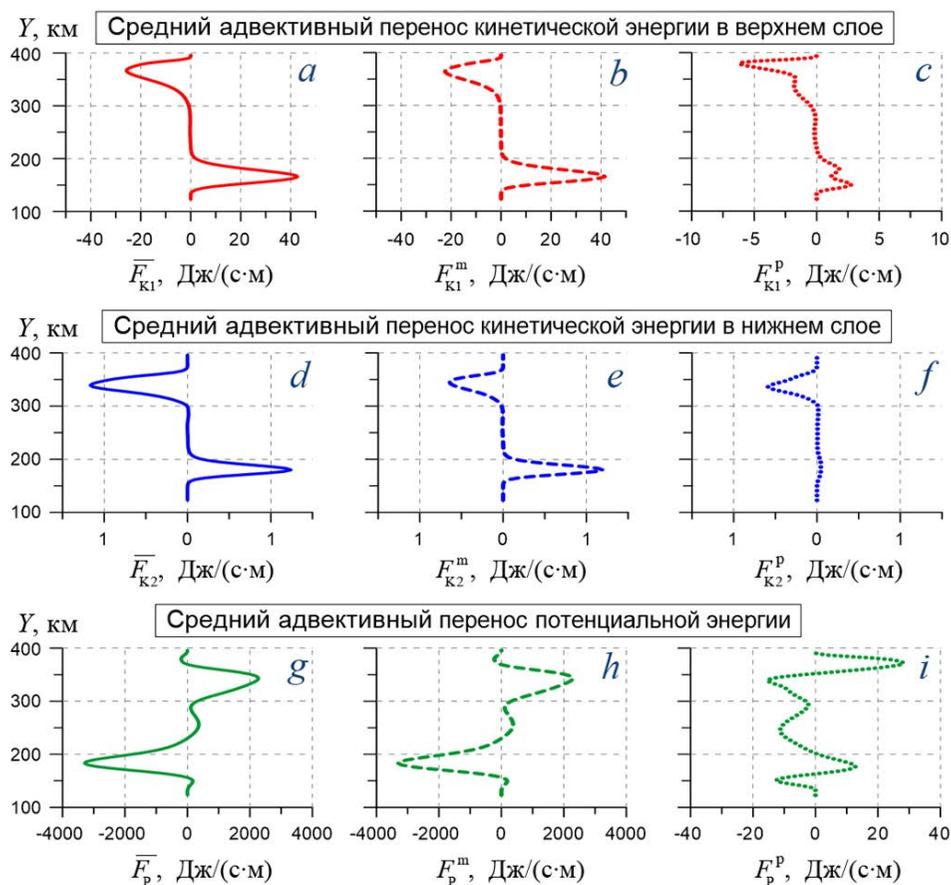
Для МВ разница в распределении P между западной и восточной частями пропорциональна длине среднего ОЧТ в соответствующей области.

Следует обратить внимание на выявленную закономерность: в сумме кинетическая энергия МВ верхнего и нижнего слоев получилась примерно равной доступной потенциальной энергии МВ:

$$[K_1^p]^W + [K_2^p]^W \approx [P^p]^W, \quad [K_1^p]^E + [K_2^p]^E \approx [P^p]^E.$$

На следующем шаге вычислялись средние адвективные переносы энергии между западной и восточной частями моря, осуществляемые СТ и МВ. Именно эти потоки, возникающие вследствие β -эффекта, как было показано в работе [17], являются причиной образования пространственной неоднородности полей энергетических характеристик в Черном море.

На рис. 4 показано распределение адвективных потоков энергии по оси Y . В верхнем слое моря максимальный средний перенос кинетической энергии отмечается в стрежне среднего ОЧТ (рис. 4, *a*). Направление переноса энергии совпадает с направлением течения. Основной вклад в адвекцию кинетической энергии вносит СТ (рис. 4, *b*), максимум F_{K1}^m совпадает со стрежнем среднего потока.



Р и с. 4. Распределение адвективных потоков энергии вдоль границы D: средние потоки – сплошная линия, доля СТ – штриховая, доля МВ – пунктир

Fig. 4. Distribution of the energy advective flows along boundary D: mean flows are shown by a solid line, share of mean currents – by a dashed line, share of mesoscale eddies – by a dotted one

Южная ветвь СТ переносит больше энергии, чем северная, в результате суммарный поток кинетической энергии Φ_{K1}^m составляет 33 МДж/с и имеет направление из западной половины моря в восточную (рис. 5, *a*).

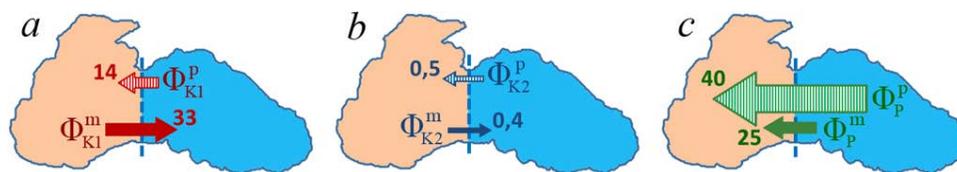


Рис. 5. Суммарные адвективные потоки энергии (МДж/с) между восточной и западной частями моря: Φ_{K1}^m , Φ_{K1}^p (*a*); Φ_{K2}^m , Φ_{K2}^p (*b*); Φ_P^m , Φ_P^p (*c*)

Fig. 5. Total advective energy flows (MJ/s) between the eastern and western parts of the sea: Φ_{K1}^m , Φ_{K1}^p (*a*); Φ_{K2}^m , Φ_{K2}^p (*b*); Φ_P^m , Φ_P^p (*c*)

Мезомасштабные вихревые образования в верхнем слое моря осуществляют перенос кинетической энергии так же, как СТ, в направлении среднего ОЧТ, но максимумы потоков энергии МВ не совпадают со стрежнем среднего потока, а расположены рядом с ним в зонах наибольшего градиента скорости течений (рис. 4, *c*). Причем справа от стрежня СТ перенос энергии F_{K1}^p больше, чем слева. Вероятнее всего, это происходит потому, что мезомасштабные антициклонические вихри, которые образуются между ОЧТ и берегом, содержат в себе больше энергии, чем циклонические МВ, образующиеся в основном слева от ОЧТ. Максимальный адвективный поток кинетической энергии МВ наблюдается правее северной ветви СТ, он вносит основной вклад в суммарный адвективный перенос Φ_{K1}^p , который составляет 14 МДж/с в западном направлении (рис. 5, *a*). Это меньше, чем Φ_{K1}^m , поэтому общий адвективный перенос кинетической энергии течениями в верхнем слое направлен из западной половины моря в восточную.

В нижнем слое моря южная ветвь СТ переносит в восточном направлении больше кинетической энергии, чем северная ветвь в западном (рис. 4, *e*). Но общий перенос кинетической энергии (рис. 4, *d*) оказывается все же направленным на запад за счет адвективного потока МВ, который максимален в северной части разреза D (рис. 4, *f*). Суммарный адвективный поток кинетической энергии СТ Φ_{K2}^m , направленный на восток, равен 0,4 МДж/с, а суммарный поток кинетической энергии МВ Φ_{K2}^p направлен на запад и равен 0,5 МДж/с (рис. 5, *b*).

Средний адвективный перенос потенциальной энергии СТ происходит в направлении, противоположном потоку, в отличие от переноса кинетической энергии (рис. 4, *g, h*). Максимальные значения \overline{F}_p и F_p^m отмечаются в стрежне СТ нижнего слоя. Они намного превышают максимумы потоков кинетической

энергии СТ в верхнем и нижнем слоях. Но суммарный поток Φ_p^m при этом оказывается одного порядка с Φ_{K1}^m и составляет 25 МДж/с в западном направлении за счет южной ветви СТ (рис. 5, *с*).

Наиболее интересным представляется распределение вдоль разреза D адвективного потока F_p^p (рис. 4, *и*). Он имеет максимумы в области стрежня СТ в нижнем слое моря и направлен по потоку. Правее стрежня СТ поток F_p^p меняет направление на противоположное, достигает максимума и обращается в ноль на берегу. Можно предположить, что такое распределение F_p^p связано с образованием и движением справа от СТ мезомасштабных антициклонических вихрей (рис. 1, *г*). В [9] показано, что такие вихри являются элементами градиентно-вихревых волн (захваченных материковым склоном), которые относятся к классу топографических волн Россби. В целом потоки F_p^p между стрежнем СТ и берегом вследствие разнонаправленности компенсируют друг друга.

В центральной части разреза D (рис. 4, *и*, между 200 и 300 км на вертикальной шкале) существует еще один максимум адвективного потока F_p^p , который и определяет основной вклад МВ в общий перенос потенциальной энергии, в результате чего суммарный поток $\Phi_p^p = 40$ МДж/с направлен на запад (рис. 5, *с*).

В целом можно сказать, что МВ переносят из восточной половины Черного моря в западную и кинетическую, и потенциальную энергию, тогда как СТ переносят на запад только потенциальную энергию. Наибольший вклад в западный перенос энергии вносит адвективный поток Φ_p^p (рис. 5, *с*), который формируется вследствие переноса потенциальной энергии мезомасштабными вихревыми образованиями через центральную часть разреза D. Такими МВ, согласно работам [9, 22], являются баротропные волны Россби замкнутого бассейна, образующиеся в глубоководной части моря вследствие β -эффекта. Как показано в ³, в бассейне с двухслойной жидкостью при стационарном ветровом воздействии происходит генерация именно баротропных волн Россби. Если для возбуждения движения в модели использовать сезонно меняющийся ветер, то в бассейне кроме баротропных волн будут формироваться и бароклинные волны Россби ³ [23].

Рассмотрим средние по времени переходы механической энергии, являющиеся следствием динамических процессов в море, с учетом разделения течений на СТ и МВ. Эти переходы, рассчитанные для западной и восточной частей Черного моря, показаны в виде схемы на рис. 6. Период осреднения по времени составил 20 модельных лет, этого оказалось достаточно, чтобы временная изменчивость средних энергетических характеристик оказалась близкой к нулю.

³ Сафронов Г. Ф. Возбуждение длинных волн в океане крупномасштабными изменениями в поле касательного напряжения ветра. М. : Гидрометеоиздат, 1985. 108 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 1 2024

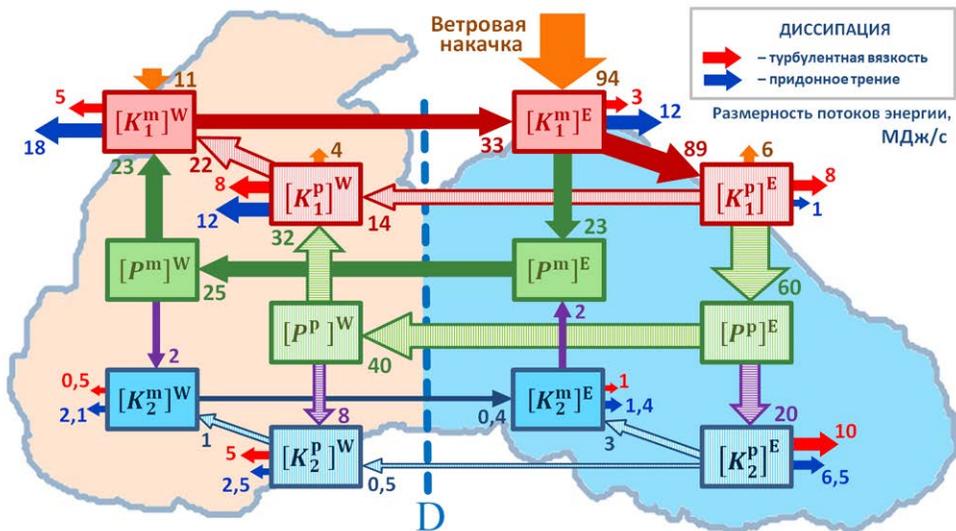


Рис. 6. Средние переходы энергии между СТ и МВ с учетом деления моря на две части, западную и восточную

Fig. 6. Mean energy flows between the mean currents and the mesoscale eddies with the regard for the sea division into two parts – the western and eastern ones

Отметим ряд особенностей в переходах энергии.

1. Ветровая накачка энергией происходит в основном в восточной части моря (94 МДж/с), что объясняется особенностями используемого в модели поля ветра и соответствует наблюдениям [14]. В западной части приток ветровой энергии составляет 11 МДж/с, что в 9 раз меньше, чем в восточной.

2. Вся приходящая от ветра энергия идет на пополнение кинетической энергии СТ в верхнем слое. На МВ ветер в среднем оказывает тормозящее воздействие, что приводит к потере кинетической энергии МВ как в восточной (6 МДж/с), так и в западной части моря (4 МДж/с).

3. В верхнем слое восточной части моря МВ получают кинетическую энергию от СТ, а в западной части наблюдается обратный переход кинетической энергии от МВ к СТ.

4. В верхнем слое восточной части моря кинетическая энергия СТ и МВ переходит в потенциальную энергию СТ и МВ, в западной части – противоположное направление переходов энергии от потенциальной к кинетической.

5. В нижний слой моря энергия поступает за счет перехода доступной потенциальной энергии МВ в кинетическую энергию МВ как в восточной, так и в западной части моря.

6. Кинетическая энергия СТ нижнего слоя в обеих частях моря пополняется за счет кинетической энергии МВ, т. е. наблюдается переход энергии от движений мелкого масштаба к более крупным. В теории турбулентности такой переход энергии называется эффектом отрицательной вязкости, но в данном случае это результат осреднения движущихся над материковым склоном захваченных волн, которые вследствие нелинейности переносят некоторую массу воды, т. е. имеют свойства вихрей.

7. В восточной половине моря часть кинетической энергии СТ нижнего слоя переходит в потенциальную энергию СТ, а в западной половине – наоборот: потенциальная энергия СТ частично переходит в кинетическую энергию СТ.

8. Несмотря на то что приток энергии в море находится преимущественно в его восточной половине, диссипация энергии на западе больше, чем на востоке (53 и 42 МДж/с соответственно). Причем больше всего энергии, 67 МДж/с, теряется за счет диссипации в верхнем слое, при этом 43 МДж/с приходится на западную часть моря.

На рис. 6 не обозначены переходы кинетической энергии из верхнего слоя в нижний вследствие их малости. Соответствующие им значения учтены в диссипации энергии.

Важной особенностью представленной схемы, связывающей воедино все ее элементы, является наличие рассмотренных выше адвективных потоков энергии, направленных из одной половины моря в другую (рис. 5). С одной стороны, можно сказать, что данные адвективные потоки компенсируют различия в размере и направлении энергетических переходов в западной и восточной частях моря. Но, с другой стороны, эти адвективные потоки энергии, являющиеся следствием β -эффекта, и есть главная причина неравномерного распределения по акватории моря переходов энергии.

Заключение

Рассмотрение энергетических характеристик отдельно для восточной и западной части Черного моря позволило выявить ряд закономерностей в энергетике двухслойной модели, получить новую информацию о протекании динамических процессов в море. В частности, оказалось, что направление и размер осредненных за большой период времени переходов механической энергии между ее видами в различных частях моря значительно отличаются друг от друга.

Были установлены различия в направлении и размере потоков энергии в восточной и западной частях моря. Их причиной оказались адвективные потоки энергии, которые в сумме направлены из восточной половины моря в западную. В результате вычисления вклада средних течений и мезомасштабных вихревых образований в средние по времени адвективные потоки энергии получено, что основной вклад в западный перенос энергии вносят МВ, локализованные в центральной части моря вне зоны распространения крупномасштабных течений. На этом основании сделан вывод, что данные МВ являются волнами Россби, которые образуются вследствие β -эффекта в замкнутом (ограниченном) бассейне. Этот вывод еще раз подтверждает важность β -эффекта для формирования черноморской циркуляции.

Показана роль работы силы Кориолиса в переходах кинетической энергии между СТ и МВ. Возникает резонный вопрос: как такое возможно? Известно, что сила Кориолиса является мнимой силой и не производит работы. Чтобы разрешить данное противоречие, напомним, что разделение течений на СТ и МВ искусственное, т. е. мнимое, поэтому и переходы энергии между ними мнимые. Эти мнимые переходы определяются работой мнимой силы Кориолиса, которая для суммарных течений равна нулю, но получилась не равной нулю отдельно для СТ и МВ.

На данном этапе исследований анализировались энергетические характеристики, осредненные за большой период времени в статистически равновесном режиме, в котором все средние характеристики и параметры модели остаются постоянными. Такой подход значительно упрощает энергетический анализ, так как позволяет исключить производные по времени в уравнениях энергетического баланса. Но при этом из рассмотрения исключаются некоторые важные процессы, которые имеют стохастический или периодический характер и происходят в различных частях моря (напр., бароклинная неустойчивость). Для исследования подобных процессов при определении средней циркуляции необходимо выбирать соответствующий период осреднения и учитывать пространственно-временную локализацию самого явления. В этом направлении и планируется проведение дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
2. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / G. Korotaev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C4. 3122. doi:10.1029/2002JC001508
3. *Коротенко К. А.* Моделирование мезомасштабной циркуляции Черного моря // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 6. С. 909–915. EDN UVEPDV. doi:10.7868/S0030157415060076
4. Universal structure of mesoscale eddies in the ocean / Z. Zhang [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40, iss. 14. P. 3677–3681. doi:10.1002/grl.50736
5. *Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M.* Global observations of nonlinear mesoscale eddies // *Progress in Oceanography*. 2011. Vol. 91, iss. 2. P. 167–216. doi:10.1016/j.pcean.2011.01.002
6. *Chen G., Hou Y., Chu X.* Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatio-temporal variability, and impact on thermohaline structure // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011. Vol. 116, iss. C6. C06018. <https://doi.org/10.1029/2010JC006716>
7. *Кубряков А. А., Станичный С. В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. EDN TGWBIX. doi:10.7868/S0030157415010104
8. *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes* / Ed. L. N. Kantha, C. A. Clayson. San-Diego : Academic Press, 2000. 940 p. (International Geophysics Series ; vol. 66). doi:10.1016/s0074-6142(00)x8001-1
9. *Павлушин А. А., Шапиро Н. Б., Михайлова Э. Н.* Роль рельефа дна и β -эффекта в динамике Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 6. С. 27–39. EDN QHQKPF. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-27-39
10. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 4. С. 592–605. EDN NXHEQF.
11. Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part II: Frontal Processes / X. Capet [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38, iss. 1. P. 44–64. doi:10.1175/2007JPO3672.1
12. Влияние субмезомасштабных вихрей на перенос взвешенного вещества в прибрежной зоне Крыма по данным БПЛА, спутниковых и контактных измерений / А. А. Кубряков [и др.] // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 2. С. 182–197. EDN VZKVBX. doi:10.31857/S0030157421020106
13. *Калашиник М. В., Курганский М. В., Чхетиани О. Г.* Бароклинная неустойчивость в геофизической гидродинамике // *Успехи физических наук*. 2022. Т. 192, № 10. С. 1110–1144. EDN PLRMZL. doi:10.3367/UFN.2021.08.039046
14. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / А. Г. Зацепин [и др.] // *Современные проблемы динамики океана и атмосферы : сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения П. С. Линейкина*. Москва : ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 347–368. EDN TVXEMZ.

15. *Kang D., Curchitser E. N.* Energetics of Eddy–Mean Flow Interactions in the Gulf Stream Region // *Journal of Physical Oceanography*. 2015. Vol. 45, iss. 4. P. 1103–1120. doi:10.1175/JPO-D-14-0200.1
16. *Демьшев С. Г., Дымова О. А.* Анализ энергетического цикла Лоренца для различных режимов циркуляции Черного моря // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2022. № 6. С. 26–40. EDN QAWITM. doi:10.17076/lim1621
17. *Павлушин А. А.* Особенности и причины пространственной неоднородности потоков механической энергии в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 3. С. 328–341. EDN OSWDCN.
18. *Павлушин А. А., Шатино Н. Б., Михайлова Э. Н.* Захваченные волны и меандрирование Основного Черноморского течения // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2019. № 4. С. 14–21. EDN SYNPMJ. doi:10.22449/2413-5577-2019-4-14-21
19. *Маркова Н. В., Багаев А. В.* Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профилемеров Argo // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 3. С. 26–39. EDN WNAFSV.
20. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Черного моря / А. А. Ключевиткин [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 488, № 5. С. 550–554. EDN RUPYJT. doi:10.31857/S0869-56524885550-554
21. *Holland W. R., Lin L. B.* On the Generation of Mesoscale Eddies and their Contribution to the Oceanic General Circulation. I. A Preliminary Numerical Experiment // *Journal of Physical Oceanography*. 1975. Vol. 5, iss. 4. P. 642–657. doi:10.1175/1520-0485(1975)005<0642:OTGOME>2.0.CO;2
22. *Stanev E. V., Rachev N. H.* Numerical study on the planetary Rossby modes in the Black Sea // *Journal of Marine Systems*. 1999. Vol. 21, iss. 1–4. P. 283–306. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00019-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00019-6)
23. *Павлушин А. А.* Автоколебания интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 6. С. 605–619. EDN UFLDYX. doi:10.22449/0233-7584-2022-6-605-619

Об авторе:

Павлушин Андрей Александрович, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-2098-5068**, **ResearcherID: R-4908-2018**, **SPIN-код: 1439-2290**, pavlushin@mhi-ras.ru

Численное моделирование реакции Черного моря на вторжение аномально холодного воздуха 23–25 января 2010 года

В. В. Ефимов , Д. А. Яровая

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 vefim38@mail.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023; одобрена после рецензирования 22.05.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать реакцию верхнего слоя Черного моря на вторжение холодного воздуха 23–25 января 2010 г.

Методы и результаты. Для численного исследования морских полей использовалась совместная мезомасштабная модель море – атмосфера *NOW* с разрешением 1 км. Воспроизведено изменение температуры поверхности моря 23–25 января 2010 г. вследствие холодного вторжения. Рассмотрены и количественно оценены основные факторы, которые повлияли на изменение температуры верхнего слоя: горизонтальная адвекция, охлаждение поверхности моря за счет потоков явного и скрытого тепла и влияние вертикального турбулентного перемешивания. Исследованы основные изменения, которые произошли в холодном промежуточном слое.

Выводы. Рассмотрено изменение вертикального распределения среднемесячной температуры, солености и плотности по данным реанализа *Copernicus* за 2009–2010 гг. и показано наличие холодного промежуточного слоя на средней глубине 60 м во все месяцы за исключением переходного зимне-весеннего периода. По результатам моделирования *NOW* показано, что понижение температуры поверхности на большей части моря произошло в результате тепло- и массообмена с атмосферой. Влияние горизонтальной адвекции и перемешивания через нижнюю границу холодного промежуточного слоя проявилось только в отдельных небольших областях, т. е. имело локальный эффект. Конвективное охлаждение захватило квазиоднородный поверхностный слой до глубин около 40–45 м и составило ~ 1 °С. Кроме того, показано, что за время холодного вторжения произошло понижение глубины залегания холодного промежуточного слоя. Подтверждено представление о вторичности локальных холодных вод в мелководной северо-западной части моря как источника формирования холодного промежуточного слоя. Плотность более холодной, но менее соленой прибрежной воды препятствует ее опусканию до верхней границы холодного промежуточного слоя.

Ключевые слова: выхолаживание, холодный промежуточный слой, мезомасштабное моделирование, совместная модель, температура поверхности моря

Благодарности: работа выполнена в рамках проекта FNNN-2024-0014 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах».

Для цитирования: Ефимов В. В., Яровая Д. А. Численное моделирование реакции Черного моря на вторжение аномально холодного воздуха 23–25 января 2010 года // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 130–145. EDN GAKMLD.

Numerical Modeling of the Black Sea Response to the Intrusion of Abnormally Cold Air in January 23–25, 2010

V. V. Efimov , D. A. Yarovaya

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
 vefim38@mail.ru

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the response of the Black Sea upper layer to the intrusion of cold air in January 23–25, 2010.

Methods and Results. The coupled mesoscale sea – atmosphere model *NOW* with the 1 km resolution was used to study numerically the sea fields. The change in sea surface temperature in January 23–25, 2010 resulted from the cold intrusion was reproduced. The basic factors which had influenced the change in the upper layer temperature, namely horizontal advection, cooling of the sea surface due to the sensible and latent heat fluxes, and the impact of vertical turbulent mixing were considered and quantitatively assessed. The main changes that took place in the cold intermediate layer were investigated.

Conclusions. The change in vertical distribution of the monthly average temperature, salinity and density is considered based on the *Copernicus* reanalysis data for 2009–2010. The presence of a cold intermediate layer at the average depth 60 m in all the months except for the transitional winter-spring period is shown. The results of *NOW* modeling reveal the fact that decrease in the surface temperature over the most of the sea area occurred as a result of heat and mass exchange with the atmosphere. The influence of horizontal advection and mixing through the lower boundary of the cold intermediate layer was manifested only in certain small areas, in other words, it produced a local effect. Convective cooling spanned the upper mixed layer up to the depths about 40–45 m and amounted to ~ 1 °C. Besides, it is shown that during the cold air intrusion, the depth of cold intermediate layer increased. The notion that the local cold waters in the shallow northwestern part of the sea are secondary as a source of formation of the cold intermediate layer has been confirmed. The density of colder, but less saline coastal water prevents its sinking to the upper boundary of cold intermediate layer.

Keywords: cooling, cold intermediate layer, mesoscale modeling, coupled model, sea surface temperature

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of project FNNN-2024-0014 "Fundamental studies of interaction processes in the ocean-atmosphere system determining variability of physical state of marine environment at various spatiotemporal scales".

For citation: Efimov, V.V. and Yarovaya, D.A., 2024. Numerical Modeling of the Black Sea Response to the Intrusion of Abnormally Cold Air in January 23–25, 2010. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 120-134.

Введение

Сезонное выхолаживание Черного моря в осенне-зимний период иногда сопровождается эпизодами резкого понижения температуры воздуха в результате вторжений масс холодного воздуха через северную и северо-восточную границы региона. Обычно с холодными вторжениями связывается формирование такой интересной и важной особенности термохалинной структуры моря как холодный промежуточный слой (ХПС): считается, что минимум температуры воды на глубинах 50–90 м является результатом глубокой конвекции масс холодной воды в зимний период года в центрах циклонических круговоротов [1]. Этому процессу способствует развитие в атмосфере над морем циклонической циркуляции, приводящей к подъему вод в центральных областях

моря, уменьшению там толщины верхнего перемешанного слоя и его более интенсивному охлаждению¹ [2].

Вторым механизмом развития ХПС считается склоновая адвекция холодной воды из мелководной северо-западной части моря в юго-западную и далее в южную и юго-восточную прибрежные части моря Основным Черноморским течением (ОЧТ). При этом часть этих прибрежных холодных вод захватывается мезомасштабными антициклоническими вихрями в области ОЧТ и распространяется затем на всю область Черного моря [1, 3–7].

Изучение механизмов формирования ХПС в Черном море активизировалось в последние два десятилетия. Этому способствовало выполнение программы мониторинга океана *ARGO*, позволившей существенно дополнить имевшуюся базу многолетних, но достаточно разрозненных данных судовых измерений температуры, скорости и солёности [8]. Кроме того, современные численные модели циркуляции в системе атмосфера – море позволяют решать задачу воспроизведения термогидродинамических полей и их изменчивости в широком диапазоне пространственно-временных масштабов [9, 10]. Не останавливаясь на детальном анализе современного состояния изученности термодинамических процессов в Черном море и, в частности, формирования ХПС, отметим в связи с этим работы [11, 12]. В работе [11] с использованием реалистического метеорологического форсинга выполнено моделирование циркуляции в море на климатическом временном масштабе и подтверждено отмеченное выше представление о механизмах формирования ХПС в Черном море. В [12] представлены результаты анализа накопленного массива данных измерений притопами, позволившие изучить детали формирования структуры ХПС, его междугодовой изменчивости и подтвердить наблюдавшуюся в последнее десятилетие тенденцию к уменьшению его глубины.

Как правило, с периодами вторжения холодных масс воздуха через северную и северо-восточную границы региона связаны такие экстремальные явления погоды, как Новороссийская бора [13], оледенение дорог в степной части и значительное понижение температуры воздуха в обычно теплой области Южного берега Крыма. На практике вторжения холодного воздуха сопровождаются случаями сильных туманов над бухтами в приморских городах, нарушением паромного сообщения, а в атмосфере над морем – образованием характерных облачных «дорожек» [14, 15]. В то же время реакция самого моря на эти случаи вторжения изучена недостаточно.

Один из таких случаев, рассмотренных в настоящей статье, относится к 23–25 января 2010 г. Ранее он был рассмотрен нами в [14, 15] для другой цели – изучения валиковой (двумерной) конвекции в атмосфере с использованием численной модели атмосферной циркуляции *WRF*. Цель работы – изучение реакции верхнего слоя Черного моря на это вторжение холодного воздуха с использованием совместной модели, позволяющей численно воспроизвести процессы взаимодействия в системе атмосфера – море.

¹ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / [А. С. Блатов, Н. П. Булгаков, В. А. Иванов и др.]; под ред. Б. А. Нелепо. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 240 с.

Численная модель

Совместная модель *NOW* состоит из известной атмосферной модели *WRF*, морской модели *NEMO* последней версии 4 и приложения *OASIS*, которое осуществляет обмен данными между *WRF* и *NEMO* [16]. Более подробно эта модель описана в наших предыдущих работах [17, 18].

При моделировании использовались две вложенные сетки с разрешением 3 и 1 км. Обмен данными происходил как между основными, так и между вложенными доменами. Каждые два часа от *NEMO* к *WRF* передаются температура поверхности моря и скорости течения на поверхности, от *WRF* к *NEMO* – радиационные потоки тепла (коротковолновый и длинноволновый), потоки явного и скрытого тепла, напряжение трения ветра, а также разность между испарившейся влагой и выпавшими осадками. В атмосферной модели использовалось 37 вертикальных уровней, в морской – 75.

Для параметризации планетарного пограничного слоя в *WRF* использовалась схема *Yonsei University Scheme*. Для параметризации вертикального турбулентного перемешивания в *NEMO* применялась схема *Generic Length Scale*. Результаты моделирования выводились с шагом 1 ч. В *WRF* и *NEMO* временной шаг при моделировании составлял соответственно 15 и 300 с для расчетной сетки с разрешением 3 км, 5 и 100 с для сетки с разрешением 1 км. Как и в предыдущей нашей работе [18], начальные условия для морской модели, а также рельеф дна были взяты из глобального реанализа *Copernicus*² с разрешением 1/12°, а начальные и граничные условия для атмосферной модели – из реанализа *ERA5*. Так как реанализ *Copernicus* получен при помощи модели *NEMO* с усвоением данных наблюдений и атмосферным форсингом на поверхности моря, взятым из реанализа *ERA5*, это позволяет значительно сократить время адаптации *NEMO* и *WRF* друг к другу во время совместного моделирования.

Расчет был начат в 00:00 22 января, за сутки до начала эпизода вторжения, который продолжался около 4 сут, а общая длительность моделирования составила 5 сут. В связи с небольшой длительностью моделирования влияние речного стока в морской модели не учитывалось. В атмосферной модели в расчетной области с разрешением 3 км использовалось спектральное «притягивание» – метод, при котором во время моделирования атмосферные поля каждые шесть часов корректируют, т. е. «подтягивают» к крупномасштабным полям реанализа.

Результаты и обсуждение

Особенности развития эпизода вторжения

Как правило, вторжение холодного воздуха на Черное море через северную, северо-восточную границы развивается на юго-восточной периферии антициклона с центром над Прибалтикой [13]. При этом длительность таких эпизодов вторжения относительно невелика и составляет 2–4 дня. Рассматриваемый нами случай длился около 3 сут, в течение которых сильный ветер север-

² URL: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/global_multiyear_phy_001_030/information (дата обращения: 20.02.2024).

ного направления изменился на северо-восточный с максимальными скоростями в центральной и юго-западной частях моря. Не рассматривая детали изменчивости поля ветра в течение всего эпизода вторжения, приведем пример изменчивости скорости ветра в двух точках моря, а также главный форсинг, определивший реакцию моря, – потоки явного, shf , и скрытого, lhf , тепла через поверхность (радиационными потоками для этого эпизода в зимний период года можно пренебречь).

На рис. 1 показаны величины скорости ветра на высоте 10 м в двух точках – в северо-западной и восточной частях моря. На рис. 2 – осредненный за время холодного вторжения (23–25 января) суммарный поток тепла от поверхности, $shf + lhf$. Хорошо видно, что для всего моря рассматриваемый эпизод действительно можно считать трехсуточным вторжением холодного воздуха. В этот период охлаждение моря было неоднородным: западная и восточная половины моря разделяются небольшой областью уменьшенных потоков, что, естественно, объясняется понижением скорости ветра за подветренным склоном достаточно высоких Крымских гор [13]. При этом теплопотери с поверхности в северной части моря составляли 500–600 Вт/м², скорость ветра – около 10–14 м/с. В южной половине моря теплопотери через поверхность меньше, поскольку холодный воздух прогревался при движении над более теплым морем.

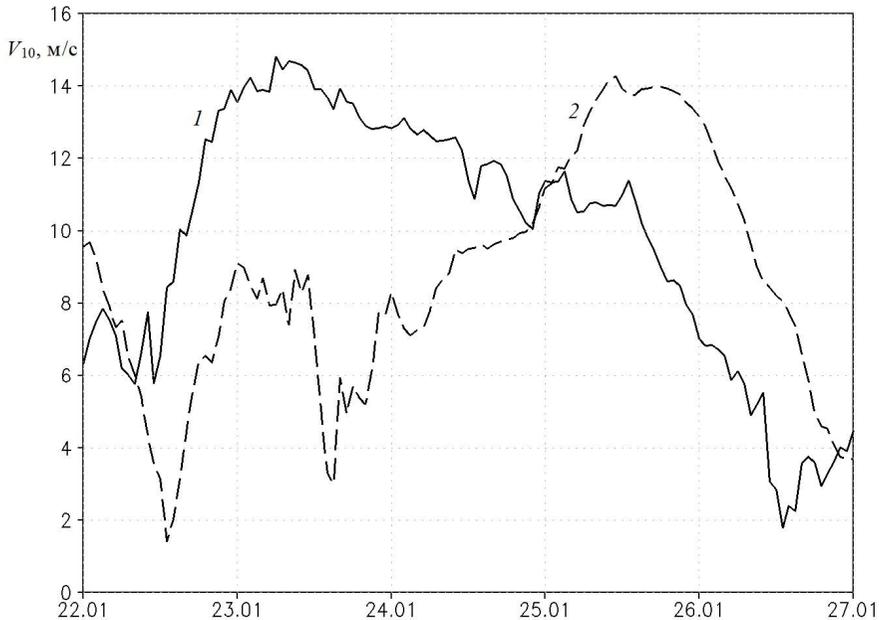
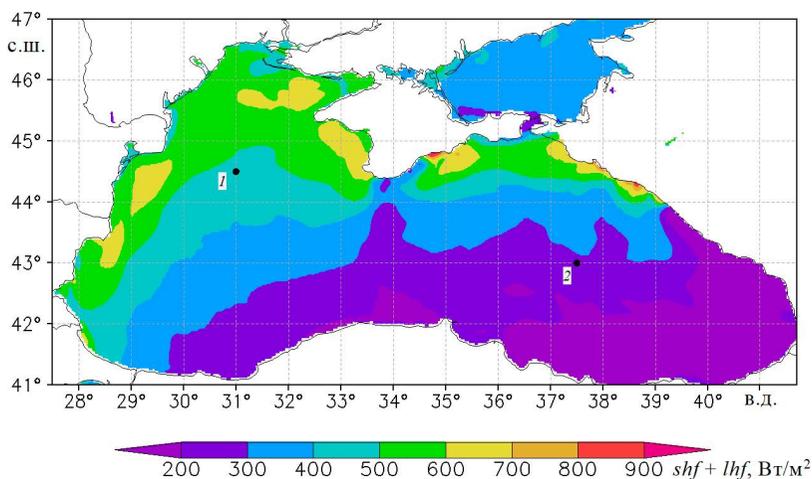


Рис. 1. Приводная скорость ветра, м/с, 22–26 января 2010 г. в точках с координатами 31° в. д., 44,5° с. ш. (1) и 37,5° в. д., 43° с. ш. (2). Положение точек показано на рис. 2

Fig. 1. Surface wind speed, m/s, at the points with coordinates 31° E, 44.5° N (1) and 37.5° E, 43° N (2) in January 22–26, 2010. The point positions are shown in Fig. 2



Р и с. 2. Осредненный за 23–25 января 2010 г. суммарный поток тепла от поверхности моря, Вт/м²

Fig. 2. Directed from the sea surface total heat flux, W/m², averaged for January 23–25, 2010

Изменение температуры поверхности моря

На рис. 3, *a* показано распределение температуры поверхности моря (ТПМ) и скорость течения на поверхности в начале холодного вторжения. Хорошо представлена известная климатическая особенность неоднородности распределения ТПМ – повышенные значения температуры в юго-восточной части и пониженные в северо-западной и ОЧТ вдоль всей пограничной области моря. На рис. 3, *b* показаны изменения ТПМ за весь период вторжения – с 00:00 23 по 00:00 26 января. Как и следовало ожидать, понижение ТПМ носит неоднородный по площади характер, отражая как синоптическую неоднородность атмосферного форсинга, так и мезомасштабную структуру вихревых и струйных течений в верхнем слое моря. В среднем за время вторжения ТПМ понизилась на 1,5 °С (в глубоководной части моря) и даже более в прибрежной области северо-западного шельфа, где теплопотери с поверхности достигали 500–600 Вт/м². Сравнение полей скорости течения непосредственно до и после холодного вторжения показало, что 23–25 января интенсивность ОЧТ увеличилась, причем на некоторых участках вблизи Крымского побережья, в юго-западном и юго-восточном углах моря скорость вдольберегового поверхностного течения возросла на ~ 0,2 м/с.

Понижение ТПМ в процессе зимнего охлаждения определяется турбулентностью в верхнем перемешанном слое, толщиной верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), адвективным переносом тепла. Все эти процессы детально воспроизводятся в численной модели.

На рис. 3, *c – e* показан по отдельности вклад основных факторов в изменение ТПМ: уменьшение ТПМ за счет потоков явного и скрытого тепла от поверхности моря ΔT_{hf} (рис. 3, *c*), изменение ТПМ вследствие горизонтальной адвекции ΔT_{adv} (рис. 3, *d*) и вертикального турбулентного перемешивания ΔT_{dif} (рис. 3, *e*). Представленные на рис. 3, *c – e* значения рассчитаны по следующим простым формулам:

$$\Delta T_{hf} = \frac{(shf + lhf)}{\rho C_p H} \Delta t, \quad (1)$$

$$\Delta T_{adv} = -\Delta t \int_{-H}^0 \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) dz, \quad (2)$$

$$\Delta T_{dif} = -\frac{\Delta t}{H} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H}, \quad (3)$$

где H – толщина ВКС; T – температура воды; u и v – зональная и меридиональная скорости течения; K – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла (рассчитывается в модели); ρ и C_p – плотность и удельная теплоемкость воды; Δt – период времени (равен 1 ч). Особенности численного расчета величин по этим формулам приведены нами в работе [17]. Величина H в формулах (1)–(3) полагалась равной толщине верхнего слоя с малым ($< 0,02$ °С/м) вертикальным градиентом T либо глубине моря, если температура воды в данной точке почти не изменяется с глубиной (вблизи побережья и в Азовском море).

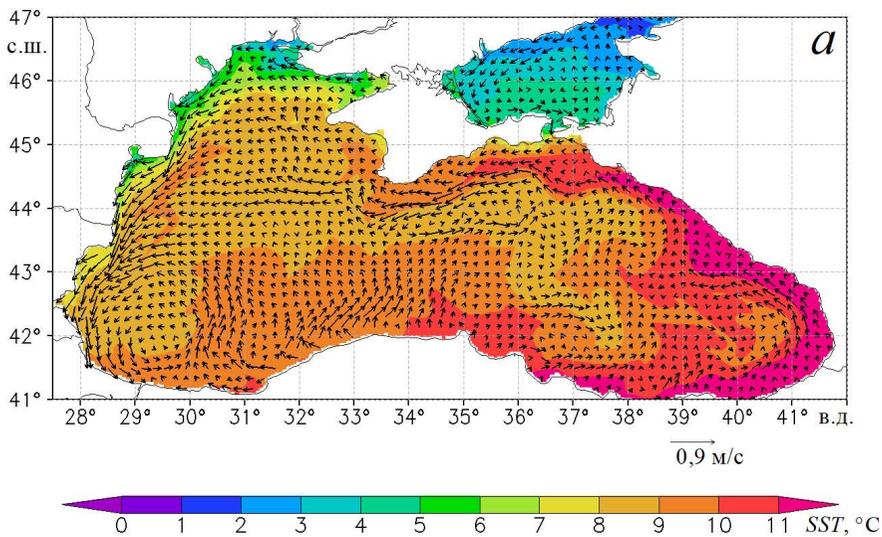
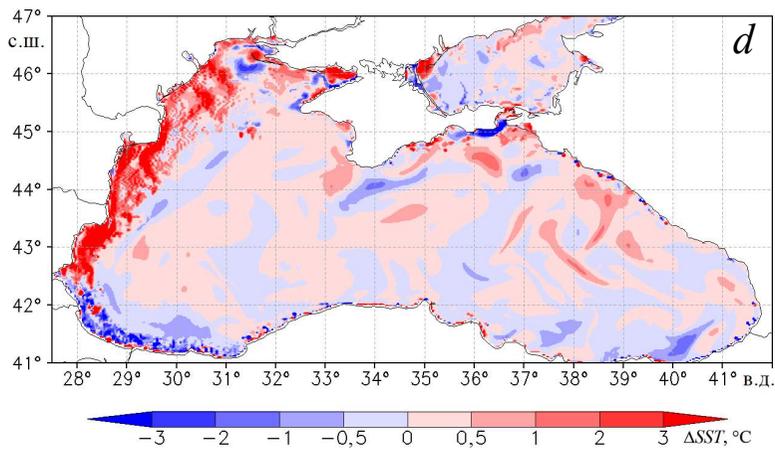
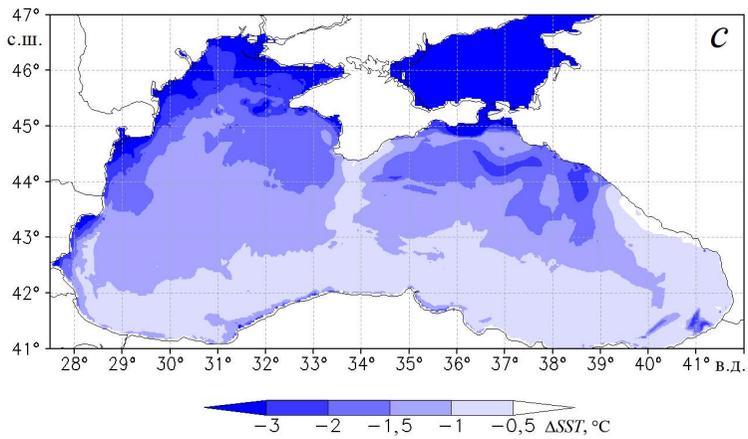
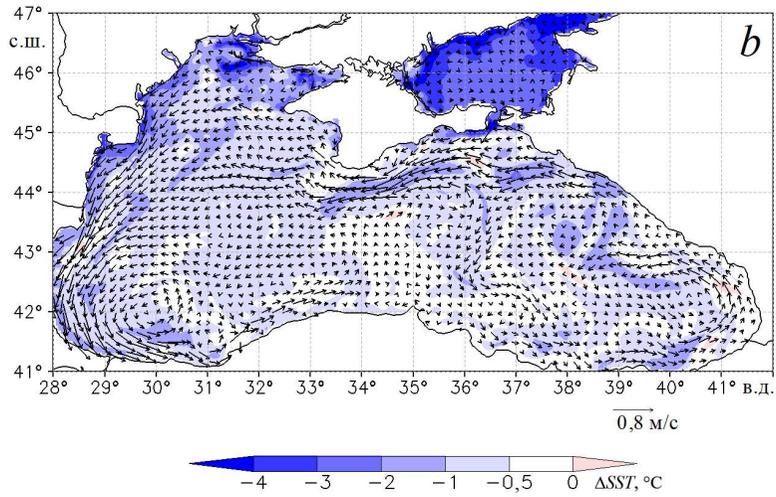
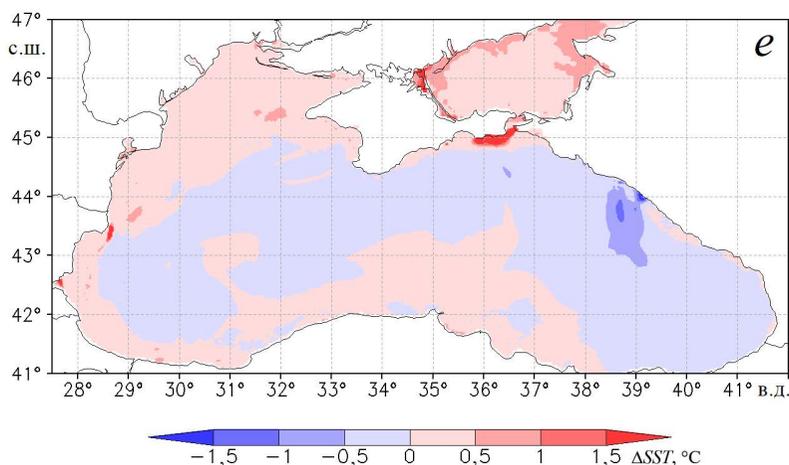


Рис. 3. Температура поверхности моря (ТПМ) в 00:00 23 января (а); изменение ТПМ за период 00:00 23 января – 00:00 26 января по результатам моделирования (б) и расчета по формулам (1) (с), (2) (д), (3) (е). Стрелками показана скорость течения на поверхности (м/с) в 00:00 23 января (а), средняя за период 00:00 23 января – 00:00 26 января (б). Для наглядности стрелки «прорежены» по долготе и широте с шагом 15 и 12 соответственно

Fig. 3. Sea surface temperature (SST) at 00:00 on January 23 (a); change of SST for the period from 00:00, January 23 to 00:00, January 26 based on the results of modeling (b) and calculation using formulas (1) (c), (2) (d) and (3) (e). Arrows show the current velocity on the surface (m/s) at 00:00, January 23 (a) and the average one for the period from 00:00, January 23 to 00:00, January 26 (b). For clarity, the number of arrows is reduced along the longitude and latitude with the increments 15 and 12, respectively



Продолжение рис. 3
Continuation of fig. 3.



Продолжение рис. 3
Continuation of fig. 3.

На рис. 3, *c* показано изменение ТПМ в период холодного вторжения за счет потоков тепла. Значительное понижение ТПМ в северной части моря связано не только с большой приводной скоростью ветра там, но и с малыми глубинами. На рис. 3, *c* выделяется область, протянувшаяся от Крыма на юг, и область вблизи Кавказского побережья, восточнее 39° в. д., где значение $|\Delta T_{\text{hf}}|$ меньше, чем в глубоководной части моря. Это, очевидно, объясняется влиянием прибрежных Крымских и Кавказских гор. Не приводя иллюстраций, отметим, что в атмосферной модели в осредненном за 23–25 января приводном поле ветра наблюдаются качественно сходные локальные особенности – область с пониженной скоростью ветра в центральной части моря южнее Крыма и область малых скоростей вблизи высокогорного Кавказского побережья.

На рис. 3, *d* показано осредненное по глубине H понижение температуры вследствие горизонтального переноса холодных вод в верхнем слое моря. Как видно из рис. 3, *b*, к югу от Крыма возникла область пониженной ТПМ, несмотря на относительно малый поток тепла от поверхности моря. Из рис. 3, *d* видно, что это произошло вследствие переноса холодных вод из северо-восточной части, где охлаждение в результате теплообмена с атмосферой было более сильным. Скорость ОЧТ увеличивается при огибании Крымского полуострова (рис. 3, *a*), и, как следствие, влияние горизонтальной адвекции на ТПМ в этом месте возрастает. Адвективное влияние ОЧТ на поле ТПМ проявляется также вблизи западного побережья, куда переносится более теплая вода из центральной части моря, и вблизи юго-западного, куда переносится более холодная вода из северо-западной части (рис. 3, *b*). Отметим, что влияние вертикального переноса на изменение поля ТПМ было незначительно и на рисунках не отображено.

Как видно из рис. 3, *e*, за исключением небольшой области вблизи Кавказского побережья, влияние вертикального перемешивания в глубоководной части моря на ТПМ было относительно невелико. В мелководной части моря, например вблизи Керченского полуострова, из-за резкого охлаждения поверхности моря конвективная неустойчивость могла привести к повышению ТПМ за счет выравнивания температуры во всем слое до дна.

Таким образом, реакция Черного моря на холодное вторжение состояла в уменьшении ТПМ в основном на 1–2 °С под влиянием больших потоков явного и скрытого тепла (рис. 3, *c*). Влияние горизонтальной адвекции (рис. 3, *d*) и вертикального турбулентного перемешивания (рис. 3, *e*) на ТПМ, как и следовало ожидать, приводило к локальным неоднородностям в поле температуры.

Изменение температуры верхнего слоя моря

Как указывалось во введении, характерной особенностью распределения температуры в верхнем слое Черного моря является наличие ХПС – относительно тонкого промежуточного слоя между термо- и галоклином на глубинах около 60 м. Современное состояние изученности ХПС хорошо представлено в [12].

На рис. 4, *a, b* показана вертикальная структура полей температуры, солёности и плотности на вертикальных разрезах, проведенных по 31° в. д. и 44° с. ш., в момент времени, предшествовавший началу холодного вторжения. Рисунки 4, *a, b* подтверждают представление о вторичности локальных холодных вод в мелководной северо-западной части моря как источника формирования ХПС. Действительно, ни на рис. 4, *a, b*, ни на других зональных и меридиональных вертикальных сечениях не видны признаки распространения холодных вод от побережья в открытую часть моря. Плотность более холодной, но менее соленой прибрежной воды препятствует ее опусканию до верхней границы ХПС, ее изолированность от ХПС хорошо видна.

Картина полей на вертикальных разрезах подтверждает представление о наличии ХПС на всей акватории моря за исключением отдельных локальных областей, связанных с прибрежной орографией, устьями рек, особенностями циркуляции¹. На рис. 4, *b* хорошо видна тенденция к подъему ХПС вслед за подъемом ВКС и термоклина в центральной части моря в результате развития крупномасштабной циклонической циркуляции и ОЧТ [1]. Локальное понижение глубины ХПС на приведенном разрезе в области 33°–34° в. д. связано с локальным эффектом – близостью Южного берега Крыма, влияющего на смещение ОЧТ и создающего меридиональную неоднородность полей плотности и температуры. Рассмотрение особенностей распределения ХПС по всему морю, как и учет междугодовой временной изменчивости ХПС вплоть до исчезновения его признаков в отдельные годы, выходит за рамки работы, поскольку численно воспроизведена циркуляция лишь в относительно малом интервале времени холодного вторжения.

На рис. 4, *c* на том же вертикальном разрезе, что и на рис. 4, *b*, показано изменение температуры и солёности за время холодного вторжения. В приповерхностном слое хорошо видно охлаждение воды на величину до 1,5–2 °С, что соответствует понижению ТПМ на рис. 3, *b*. В слое ХПС и ниже температура мало изменилась – в пределах от –0,5 до 0,5 °С. Для выделения столь малой реакции температуры ХПС построим вертикальные профили температур, осредненных по большой площади (30°–38° в. д., 42,5°–44° с. ш.), выделив промежуток времени холодного вторжения в годовом цикле изменения ХПС за 2009–2010 гг.

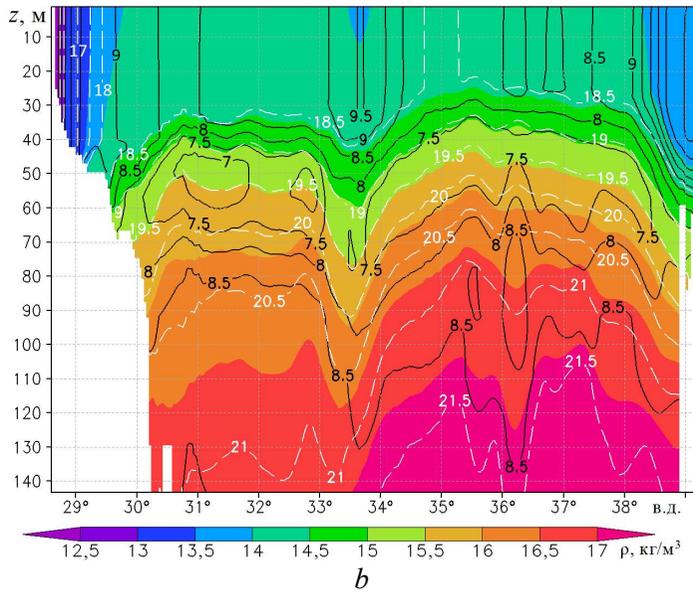
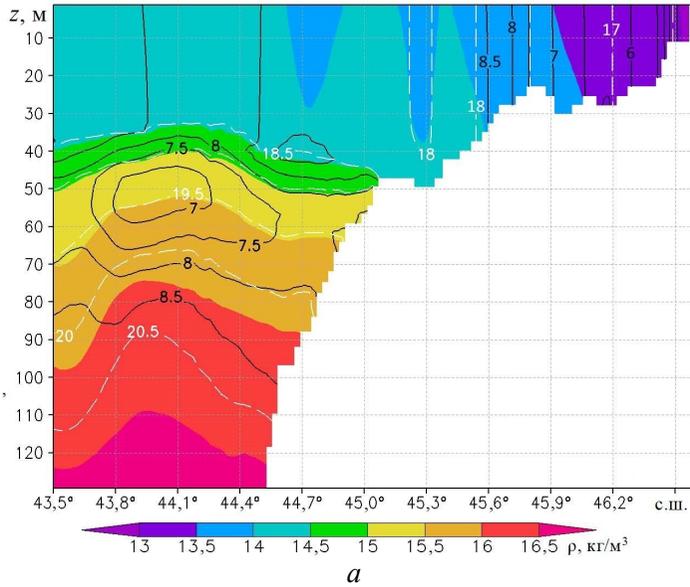
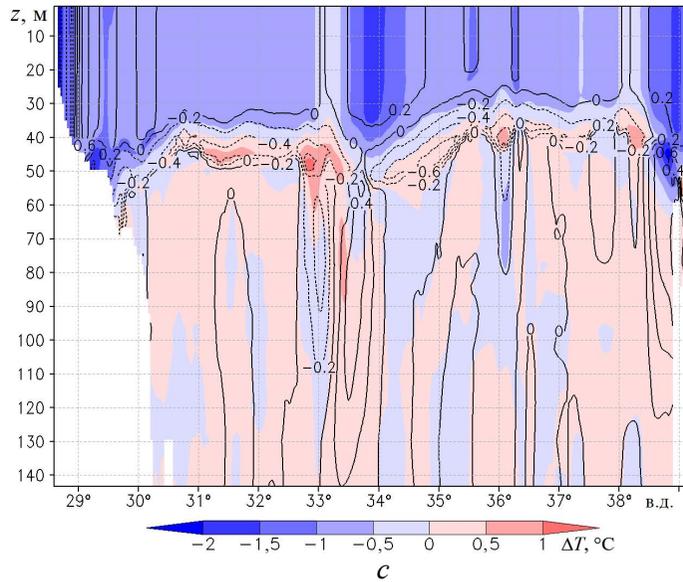


Рис. 4. Поля плотности ρ , кг/м^3 , температуры T , $^{\circ}\text{C}$ (черные изолинии), и солёности S , ‰ (белые изолинии), в 00:00 23 января на зональном разрезе по 31° в. д. (а), меридиональном разрезе по 44° с. ш. (b); изменение температуры, $^{\circ}\text{C}$, и солёности, ‰ (изолинии), за 00:00 23 января – 00:00 26 января на разрезе по 44° с. ш (с). Для наглядности на рис. 4, а, b показана не сама величина ρ , а разность ($\rho - 1000$), кг/м^3

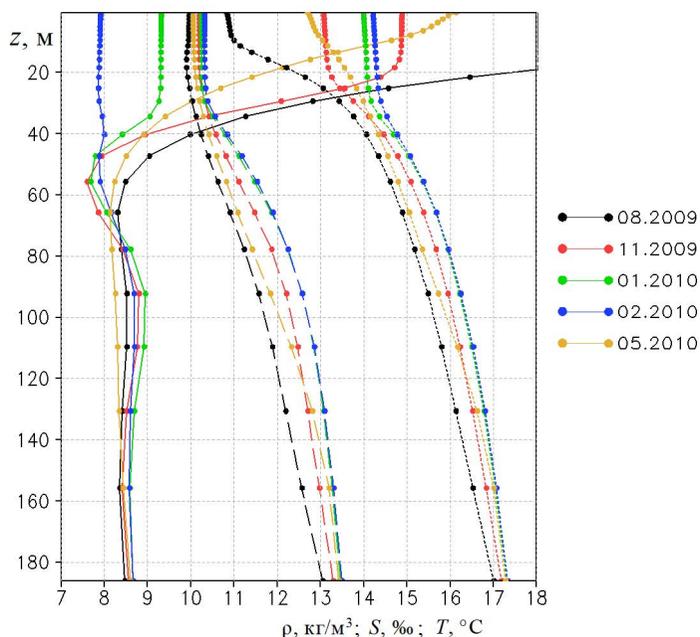
Fig. 4. Fields of density ρ , kg/m^3 , temperature T , $^{\circ}\text{C}$, (black isolines) and salinity S , ‰, (white isolines) at 00:00, January 23 at the zonal section along 31° E (a) and the meridional section along 44° N (b); change in temperature, $^{\circ}\text{C}$, and salinity, ‰, (isolines) for the period from 00:00, January 23 to 00:00, January 26 at the section along 44° N (c). For clarity, not the very value of ρ , but the difference ($\rho - 1000$), kg/m^3 , is shown in Fig. 4, a, b



Продолжение рис. 4
Continuation of fig. 4

На рис. 5 показаны осредненные по глубоководной части моря вертикальные профили температуры, плотности и солёности для нескольких месяцев 2009–2010 гг., построенные по массиву данных *Copernicus*. Как видно, наш эпизод холодного вторжения приходится на середину зимы, когда в ходе сезонного выхолаживания верхний сезонный термоклин был близок к исчезновению, хотя ХПС продолжал существовать. Не останавливаясь на особенностях сезонного изменения вертикальных профилей основных гидрофизических характеристик в верхнем слое моря, отметим лишь хорошо выраженные колебания температуры в годовом цикле, понижение солёности в летний период года в верхнем слое, связанное с повышенным испарением, и соответствующее понижение плотности. Каких-либо отклонений от монотонного понижения плотности и солёности во всем верхнем слое с августа 2009 по февраль 2010 г. не наблюдается. Во все сезоны, кроме переходного зимне-весеннего, в профилях температуры для нашего годовичного периода 2009–2010 гг. обнаруживается ХПС с минимальным значением температуры на средней глубине 60 м.

Учитывая, что рассматриваемый нами случай холодного вторжения пришелся на период почти полного выхолаживания прогретого за летний период верхнего слоя моря, рассмотрим более детально развитие этого процесса по данным нашего численного расчета, в котором ХПС воспроизводился с достаточно высоким разрешением по вертикали, равным ~ 2 м. Отметим, что разрешение по вертикали в массиве данных *Copernicus* составляет около 5 м, что сглаживает мелкомасштабные особенности изменения профиля температуры в области минимума.



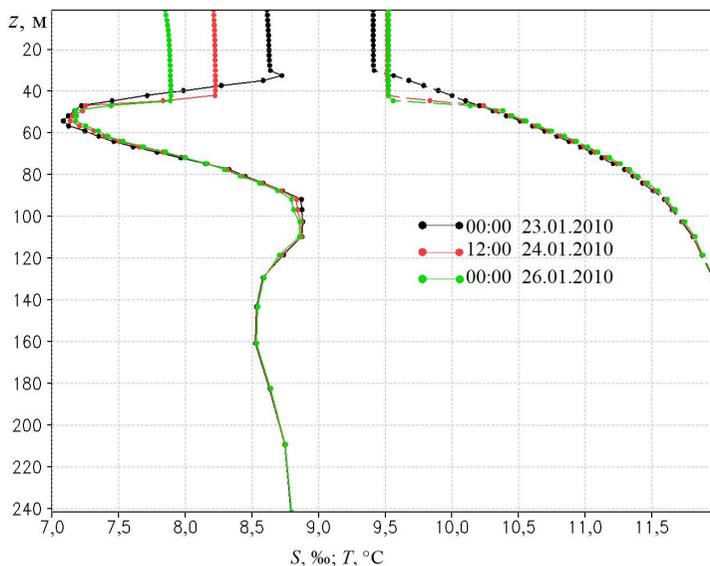
Р и с. 5. Осредненные по глубоководной части моря (30° – 38° в. д., $42,5^{\circ}$ – 44° с. ш.) среднемесячные вертикальные профили температуры T , $^{\circ}\text{C}$ (сплошная линия), солёности S , ‰ (штриховая линия), и плотности ρ , kg/m^3 (пунктир), по данным реанализа *Copernicus*. Для наглядности показаны не сами величины S и ρ , а разности $(S - 8)$, ‰, и $(\rho - 1000)$, kg/m^3

Fig. 5. Averaged over the deep-sea part (30° – 38° E, 42.5° – 44° N) monthly average vertical profiles of temperature T , $^{\circ}\text{C}$, (solid line), salinity S , ‰, (dashed line) and density ρ , kg/m^3 , (dotted line) based on the *Copernicus* reanalysis data. For clarity, not the very values of S and ρ are shown, but the differences $(S - 8)$, ‰, and $(\rho - 1000)$, kg/m^3

На рис. 6 показаны профили температуры и солёности до, в середине и после эпизода холодного вторжения. Хорошо видна реакция температурного поля на этот относительно краткий период времени: за 3 сут температура всего верхнего слоя понизилась на $\sim 1^{\circ}\text{C}$ – это согласуется с полем изменения ТПМ, показанным на рис. 3, *b*. Интересно отметить, что понижение температуры на верхней границе ХПС имеет характерную особенность, известную для эволюции ВКС в летне-осенний период, – это вовлечение воды из сезонного термоклина в ВКС, связанное с проникновением турбулентных пульсаций из ВКС в термоклин.

Хорошо видно из рис. 6, что понижение температуры и увеличение солёности сопровождается увеличением глубины залегания верхней границы ХПС. Летний квазиоднородный слой, как правило, возникает вследствие динамической неустойчивости, связанной с напряжениями ветра на поверхности моря и волновыми орбитальными движениями. В нашем случае на глубины более 30–40 м они не проникают, а эффектами сдвиговой неустойчивости, связанной с термохалинными течениями, вероятно, также можно пренебречь. В отличие от летнего квазиоднородного слоя, в нашем случае турбулентность имеет конвективную природу и эффект вовлечения ограничивается областью верхней границы ХПС. В области глубин ХПС и ниже, как видно из рис. 6, профили

и температуры, и солености можно считать не изменившимися в течение периода вторжения. Это непосредственно свидетельствует о малости диссипативных эффектов на этих глубинах, что объясняет долгое время жизни ХПС после его развития в процессе зимней конвекции.



Р и с. 6. Вертикальные профили температуры T , °C (сплошная линия), и солености S , ‰ (штриховая линия), в точке с координатами 32° в. д., 44° с. ш. в 00:00 23 января, 12:00 24 января и 00:00 26 января 2010 г. Для наглядности показана не сама величина S , а разность $(S - 8)$, ‰

F i g. 6. Vertical profiles of temperature T , °C, (solid line) and salinity S , ‰, (dashed line) at the point with coordinates 32° E, 44° N at 00:00 on January 23, 12:00 on January 24 and 00:00 on January 26, 2010. For clarity, not the very value of S is shown, but the difference $(S - 8)$, ‰

Заклучение

Численное моделирование экстремального случая вторжения холодного воздуха на акваторию Черного моря с использованием совместной модели *WRF-NEMO* с учетом взаимодействия атмосферы и моря позволило рассчитать структуру термогидродинамических полей с горизонтальным пространственным разрешением 1 км. Продолжительность самого вторжения составляла около трех дней, в течение которых скорость ветра достигала 15 м/с, а суммарный поток явного и скрытого тепла был около 500 Вт/м^2 . Была выделена реакция моря непосредственно на это холодное атмосферное вторжение. Показано, что конвективное охлаждение захватило квазиднородный поверхностный слоя до глубин около 40–45 м и составило $\sim 1^\circ\text{C}$.

Было показано, что понижение ТПМ на большей части моря произошло в результате тепло- и массообмена с атмосферой. Влияние горизонтального переноса и вертикального турбулентного перемешивания на ТПМ проявилось только в отдельных небольших областях, т. е. имело локальный эффект.

Рассматриваемый случай представляет интерес тем, что он приходится на заключительный этап времени жизни сформировавшегося ранее ХПС: понижение глубины залегания верхней границы ХПС (определенного по уровню

8 °С) вследствие осенне-зимнего выхолаживания с поверхности завершилось рассмотренным нами примером. Это хорошо иллюстрируется вертикальными профилями температуры и солёности на заключительном этапе времени жизни ХПС как промежуточного слоя между термо- и галоклином. Характерной особенностью являются малые значения коэффициентов вертикальной диффузии и вязкости в слое ХПС, что свидетельствует о малости диссипативных процессов.

Пространственное распределение ХПС по площади моря неравномерно. Тем не менее в нашем случае локальные области отсутствия ХПС достаточно ограничены. По крайней мере, приведенный широтный разрез через всю экваторию моря и другие, не показанные здесь разрезы лишь в редких прибрежных и краевых областях не показывают его развития. Соответствующий климатический анализ пространственно-временных структур ХПС, как и статистика случаев холодного вторжения в Черноморском регионе (аналогично полученной ранее статистике случаев Новороссийской боры), выходят за рамки настоящей работы и предлагаются на будущее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г. К., Кныш В. В., Кубряков А. И.* Исследование процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971–1993 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 41–56. EDN RTOUVN. doi:10.7868/S0002351513060102
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV : Черное море, вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Ред. А. И. Симонов, А. И. Рябина, Д. Е. Гершанович. СПб. : Гидрометеоиздат, 1992. 219 с. (Проект «Моря СССР»).
3. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 209 с.
4. *Куклев С. Б., Зацепин А. Г., Подымов О. И.* Формирование холодного промежуточного слоя в шельфово-склоновой зоне северо-восточной части Черного моря // Океанологические исследования. 2019. Т. 47, № 3. С. 58–71. EDN YTCWVR. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).5
5. *Овчинников И. М., Попов Ю. И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27, № 5. С. 739–746.
6. Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание / В. Б. Пиотух [и др.] // Океанология. 2011. Т. 51, № 2. С. 232–241. EDN NSYLOJ.
7. *Титов В. Б.* Зоны формирования и объемы вод холодного промежуточного слоя в Черном море с учетом суровости зим // Метеорология и гидрология. 2006. № 6. С. 62–68. EDN KUHNLN.
8. *Akpinar A., Fach B. A., Oguz T.* Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2017. Vol. 124. P. 140–152. doi:10.1016/J.Dsr.2017.04.002
9. *Bruciaferri D., Shapiro G. I., Wobus F.* A multi-envelope vertical coordinate system for numerical ocean modelling // Ocean Dynamics. 2018. Vol. 68, Iss. 10. P. 1239–1258. doi:10.1007/S10236-018-1189-X
10. The development of a 3d computational mesh to improve the representation of dynamic processes: The Black Sea test case / D. Bruciaferri [et al.] // Ocean Modelling. 2020. Vol. 146. 101534. doi:10.1016/j.ocemod.2019.101534

11. Formation and changes of the black sea cold intermediate layer / S. Miladinova [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2018. Vol. 167. P. 11–23. doi:10.1016/j.pocan.2018.07.002
12. *Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B.* Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. Vol. 124, iss. 7. P. 4803–4819. doi:10.1029/2019JC015076
13. *Ефимов В. В., Комаровская О. И., Баянкина Т. М.* Временные характеристики и синоптические условия образования экстремальной новороссийской боры // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 5. С. 409–422. EDN ХАНКНФ. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-409-422
14. *Ефимов В. В., Яровая Д. А.* Численное моделирование конвекции в атмосфере при вторжении холодного воздуха над Черным морем // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 6. С. 692–703. EDN SYYYLX. doi:10.7868/S0002351514060078
15. *Яровая Д. А., Ефимов В. В.* Облачные ячейки по данным спутниковых измерений и баланс конвективной энергии при вторжении холодного воздуха в атмосферу над Черным морем // *Исследование Земли из космоса*. 2017. № 6. С. 54–64. EDN ZVMLNR. doi:10.7868/S0205961417060057
16. The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity / G. Samson [et al.] // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2014. Vol. 6, iss. 3. P. 700–722. <https://doi.org/10.1002/2014MS000324>
17. *Яровая Д. А., Ефимов В. В.* Развитие холодной аномалии температуры поверхности Черного моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57, № 4. С. 471–483. EDN YAJJOC. doi:10.31857/S0002351521040118
18. *Ефимов В. В., Яровая Д. А., Барабанов В. С.* Численное моделирование апвеллинга у Южного берега Крыма 24–25 сентября 2013 года // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2023. № 1. С. 6–19. EDN SSUZYG. doi:10.29039/2413-5577-2023-1-6-19

Об авторах:

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, **SPIN-код: 4902-8602**, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, vefim38@mail.ru

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, **SPIN-код: 9569-5642**, **ResearcherID: Q-4144-2016**, **ORCID ID: 0000-0003-0949-2040**, **Scopus Author ID: 57205741734**, darik777@mhi-ras.ru

Математическая модель процесса затопления дельты Дона при экстремальных нагонах

А. Л. Чикин¹ ✉, Л. Г. Чикина²

¹ Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН,
Ростов-на-Дону, Россия

² Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия
✉ chikin1956@gmail.com

Поступила в редакцию 10.05.2023; одобрена после рецензирования 16.10.2023;
принята к публикации 15.11.2023.

Аннотация

Цель. Создана математическая модель для исследования процесса затопления дельты Дона при экстремальных нагонах.

Методы и результаты. Расчеты колебаний уровня в Таганрогском заливе основываются на решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса. Задача решается конечно-разностными методами на высокопроизводительных вычислительных системах. Приводится алгоритм определения области затопления дельты Дона в процессе нагона. Алгоритм основан на сравнении высот местности в дельте с величиной уровня воды и принятии решения о затоплении или осушении расчетной ячейки. Результаты расчета сравниваются со значениями уровня воды на гидропосте, а также выводятся в виде карто-схемы затопленной области.

Выводы. Предлагаемую модель следует применять в случае экстремальных нагонов, когда затопляется значительная часть дельтовой области. Данная модель позволяет достаточно точно рассчитывать гидродинамические параметры течения, в том числе величину перепада уровня воды. Предложенный алгоритм определения затопления или осушения расчетной области позволяет устанавливать места подтопления дельты Дона в зависимости от ветровой ситуации.

Ключевые слова: уравнения мелкой воды, сгонно-нагонные колебания, вычислительный эксперимент, затопление

Благодарности: публикация подготовлена в рамках реализации госзадания ЮНЦ РАН, № госрегистрации проекта 122011900153-9. Расчеты выполнены на кластере ЦКП Южного федерального университета «Высокопроизводительные вычисления».

Для цитирования: Чикин А. Л., Чикина Л. Г. Математическая модель процесса затопления дельты Дона при экстремальных нагонах // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 146–159. EDN GWGSLU.

Mathematical Model of a Flooding Process in the Don Delta during Extreme Surges

A. L. Chikin ¹ ✉, L. G. Chikina ²

¹ Federal Research Center Southern Scientific Center of Russian Academy of Sciences,
Rostov-on-Don, Russia

² South Federal University, Rostov-on-Don, Russia
✉ chikin1956@gmail.com

Abstract

Purpose. The work consists in developing a mathematical model to study the flooding processes in the Don delta during extreme surges.

Methods and Results. The level fluctuations in the Taganrog Bay are calculated based on solving a system of equations for long waves in a homogeneous incompressible fluid in the Coriolis force field. The problem is solved by the finite-difference methods at the high-performance computing systems. The algorithm for determining the area of the Don delta flooding in the process of a surge is given. It is based on comparing the heights of the delta area to the water level and on taking a decision whether to flood or drain a computational cell. The calculation results are compared to the water level values observed at the gauging station, and are also displayed as a map diagram of the flooded area.

Conclusions. The proposed model should be applied in case of the extreme surges when a significant delta area is flooded. The model makes it possible to calculate accurately the hydrodynamic parameters of a flow including the magnitude of water level difference. The proposed algorithm determining whether flooding or draining is required for a computational domain, permits to reveal the areas in the Don delta where flooding depends on the wind conditions.

Keywords: shallow water equations, surge oscillations, computational experiment, flooding

Acknowledgements: The paper was prepared within the framework of state assignment of the Southern Scientific Center of RAS, state registration number of the project is 122011900153-9. The calculations were performed at the cluster in CCU “High-Performance Computing” of the Southern Federal University.

For citation: Chikin, A.L. and Chikina, L.G., 2024. Mathematical Model of a Flooding Process in the Don Delta during Extreme Surges. *Physical Oceanography*, 31(1), pp. 135-147.

Введение

Сгонно-нагонные колебания уровня воды в Дону существенно проявляются в его устьевой области, которая простирается от условной линии, соединяющей Должанскую и Белосарайскую косы в Таганрогском заливе, на западе, до станицы Раздорской на востоке ¹ [1]. В последнее время участились катастрофические наводнения в Таганрогском заливе и дельте Дона, что обуславливается экстремальной активностью черноморских циклонов [2–4]. Анализ экстремальных природных явлений (заток соленых трансформированных черноморских вод в дельту р. Дон, вторжение льда из Азовского моря в Керченский пролив и др.), наблюдавшихся в акватории Азовского моря в последние годы, представлен в статье [5]. В ней обсуждаются проблемы, связанные с безопасностью населения, которые возникают при сгонно-нагонных процессах в дельте реки Дон.

¹ Симов В. Г. Гидрология устьев рек Азовского моря. Москва : Гидрометеиздат, 1989. 326 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 1 2024 147

В конце марта 2013 г. в результате сильного штормового нагона значительная территория в дельте Дона чрезвычайно быстро была затоплена водой, в 21 населенном пункте более 2 тыс. домовладений и свыше 5 тыс. человек пострадали от наводнения. Материальные потери для населения и экономики региона оцениваются суммой более 500 млн руб. Значительный ущерб был нанесен и научно-экспедиционной базе Южного научного центра РАН, расположенной на берегу Свиного гирла. По предварительным оценкам зона затопления в низовье Дона составляла 40 км в ширину и 50 км в длину (вверх по Дону до Аксая).

Опасные для дельты реки Дон подъемы уровня могут быть вызваны полями ветра над морем со значительными величинами градиента давления и скорости ветра (10–15 м/с и более). Особенно опасны юго-западные ветры над всем Азовским морем, вызывающие наибольший подъем уровня в Таганрогском заливе и дельте реки Дон [3].

Одним из способов объективного анализа возникающих в природе проблем являются методы, основанные на построении и изучении математических моделей природных систем.

Расчету колебаний уровня воды в русле Дона посвящено немало работ. В работе ² расчет уровней свободной поверхности для основного русла Дона предлагается вести по формуле, где искомый нагон в заданном сечении зависит от нагона у Азова. Данная методика дает удовлетворительные результаты только в годы, когда расход воды в реке Дон близок к норме.

По данным наблюдений стандартной гидрометеорологической сети исследованы нагонные и сгонные явления в устьевой области Дона, а также составлен каталог максимальных годовых и опасных нагонов и сгонов по пунктам наблюдений на устьевом взморье и устьевом участке Дона с начала периода наблюдений по 2014 г. Выявлена возможность прогноза сгонов и нагонов по синоптической ситуации над Азовским морем с заблаговременностью в три суток с помощью гидродинамических моделей, что позволило создать прогнозную схему расчета трансформации нагонов и сгонов [6, 7].

Робастная система прогнозирования прибрежно-речных затоплений представлена в [8]. Методика объединяет статистические и гидродинамические модели для определения вероятности наводнений, вызванных множественными факторами. Метод включает анализ экстремальных значений, оценку зависимостей и взаимодействий между факторами наводнения, многомерное совместное определение вероятности с учетом зависимостей, гидродинамическое моделирование сценариев наводнения, полученных на основе многомерного статистического анализа, и, в конечном итоге, картирование наводнения [8].

Появилось много работ, в которых для моделирования наводнений используются нейронные сети и методы машинного обучения [9]. Выявлению подверженных наводнениям участков в городской среде с использованием нейронных сетей посвящена работа [10]. Такие модели можно использовать для картирования подверженным наводнениям городских районов, для которых гидравлические модели не подходят из-за нехватки данных. Кроме того,

² Михайлов В. Н., Rogov M. M., Чистяков А. А. Речные дельты: Гидролого-морфологические процессы. Ленинград : Гидрометеиздат, 1986. 280 с.

объединение искусственных нейронных сетей и гидродинамической модели *HEC-RAS* позволяет определять гидродинамические параметры течений, а также картировать наводнения в руслах [11, 12]. Для обучения и тестирования модели используются данные метеорологических станций, а также индекс топографической влажности.

На основании анализа данных наблюдений и результатов моделирования в работах [13, 14] исследованы величины штормовых сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря, приводящие к экстремальным наводнениям в прибрежных районах Азовского моря и Таганрогского залива, когда атмосферные циклоны становятся эффективными генераторами значительных повышений уровня моря.

В работе [15] «исследованы сгонно-нагонные колебания уровня Азовского моря, возникающие во время длительных атмосферных воздействий одного типа и являющиеся причиной наводнений/осушений в прибрежных районах. На основе анализа результатов трехмерной гидродинамической модели *Princeton Ocean Model* созданы пространственные карты и справочные массивы данных протяженности затопления/осушения побережья Азовского моря» [15, с. 185]. Области затопления рассматриваются с плоским дном постоянного наклона. Предполагается, что в зоне затопления отсутствуют каналы, ерики и овраги.

Геометрический подход к моделированию зон затопления с использованием электронных векторных карт территорий приводится в [16]. Рассматривается один из промежуточных этапов формирования вспомогательных картографических данных на основе использования псевдопостов, а также демонстрируется фрагмент карты с зоной затопления в $2D$ -виде.

Численному исследованию процесса затопления поймы Нижнего Дона в результате высоких половодий посвящена работа [17]. Данная модель основана на двумерных дифференциальных уравнениях Сен-Венана с использованием цифровых $3D$ -моделей рельефа. Кроме того, подобная модель использовалась для уточнения гидродинамических зависимостей водотока и оценки влияния преобразования поймы реки Дон [18].

Многолетние наблюдения показали, что затопление дельты Дона происходит не столько из-за половодий, сколько в результате экстремальных нагонов воды из Таганрогского залива под действием ветров западных направлений. Целью представленной работы является численное исследование именно этого явления. Использование математической модели, основанной на уравнениях движения несжимаемой жидкости, позволяет получать картины дельты Дона в процессе ее затопления. При этом используется цифровая модель рельефа дельты с учетом рукавов, ериков и проток.

Материалы и методы

Вниз по течению после Ростова-на-Дону русло Дона разделяется на протоки и рукава. Дельта Дона характеризуется пересеченными прирусловыми рукавами и многочисленными ериками, где дельтовые острова поднимаются невысоко над уровнем воды. С учетом указанных особенностей предлагаемая модель применяется в случае экстремальных нагонов, т. е. когда затопляется вся пойма и необходимо применять двухмерные уравнения движения воды.

В случае, когда повышение уровня воды происходит только в рукавах Дона, надо рассматривать модель, содержащую уравнения движения воды в открытом русле.

Математическое моделирование гидрофизических процессов в дельтовой области Дона проводилось по классической схеме:

- выражение в математической форме важнейших связей и законов, присущих изучаемому природному объекту (водоему);
- разработка алгоритмов для реализации модели на современной ЭВМ;
- создание и отладка программного обеспечения, необходимого для проведения большого числа расчетов и реализующего выбранные математические модели и алгоритмы на высокопроизводительных вычислительных системах;
- установление адекватности построенной модели исходному объекту;
- проведение вычислительных экспериментов, которые позволяют получить все требуемые качественные и количественные свойства и характеристики объекта³.

Расчеты колебаний уровня в Таганрогском заливе основываются на решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса [19]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - \Omega v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{H} - \frac{\tau_{bx}}{H},$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \Omega u = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{H} - \frac{\tau_{by}}{H},$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0,$$

где $H = h + \zeta$; $h = h(x, y)$ – глубина водоема; $u = u(x, y, t)$, $v = v(x, y, t)$ – скорости; τ_{sx}, τ_{sy} – проекции на оси OX и OY силы трения ветра о поверхность воды; τ_{bx}, τ_{by} – проекции на оси OX и OY силы трения жидкости о дно. Эти величины зависят от скорости ветра $\bar{W}_B = \{W_x; W_y\}$ и течения $\bar{W}_T = \{u; v\}$ и определяются так [20]:

$$\bar{\tau}_s = \gamma |\bar{W}_B| |\bar{W}_B|, \quad \bar{\tau}_b = \beta |\bar{W}_T| |\bar{W}_T|,$$

где $|\bar{W}_B| = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$, $|\bar{W}_T| = \sqrt{u^2 + v^2}$, $\beta(x, y)$ – коэффициент трения жидкости о дно; γ – коэффициент трения ветра о свободную поверхность воды.

На твердой границе $\partial\Omega_b$ задаются условия скольжения:

³ Чикин А. Л. Разработка и реализация двухслойной математической модели гидрофизических процессов в водоемах с обширными районами мелководья на высокопроизводительных вычислительных системах : диссертация ... доктора физико-математических наук. Москва, 2009. 233 с.

$$\mathbf{V}_n|_{\partial\Omega_b} = 0, \quad \frac{\partial \mathbf{V}_\tau}{\partial \bar{n}}|_{\partial\Omega_b} = 0,$$

а в местах втекания или вытекания воды $\partial\Omega_r$ задаются соответствующие значения скоростей:

$$u|_{\partial\Omega_r} = u_1, v|_{\partial\Omega_r} = v_1,$$

где \mathbf{V}_n – нормальная составляющая вектора скорости; \mathbf{V}_τ – касательная составляющая вектора скорости.

В качестве начальных данных можно задавать какое-либо известное распределение скоростей:

$$u = u^0, v = v^0, \zeta = \zeta^0 -$$

или считать эти скорости нулевыми.

Алгоритм изменения береговой линии в результате/вследствие осушения или затопления области расчета довольно простой и основан на определении принадлежности расчетных ячеек к суше или к воде.

На акваториальной поверхности исследуемого водоема вместе с предполагаемой областью затопления строится равномерная по каждому направлению двумерная прямоугольная сетка с шагами h_1 и h_2 . В узлы плоской прямоугольной разностной сетки, покрывающей акваторию, заносятся значения глубин, а в узлы сетки, покрывающей предполагаемую область затопления, заносятся значения высот.

С учетом значения глубин в узлах плоской сетки определяются ячейки, находящиеся в воде или на суше. Логический массив $KG0$, характеризующий тип ячеек («вода», «суша»), задает первоначальную конфигурацию всей расчетной области и не изменяется до конца расчета.

В процессе расчета некоторые ячейки с малой глубиной могут осушаться в силу сгонного явления и переходить в разряд «суша». Это происходит в том случае, если величина $H + \zeta$ перестает быть положительной. Ячейки, перешедшие в разряд «суша», в силу сгонного явления могут возвращаться в разряд «вода». В разряд «вода» могут также попадать ячейки «суша» в предполагаемой области затопления. Это происходит в случае, если наблюдается повышение уровня воды и средняя по соседним ячейкам глубина не меньше устанавливаемого критического значения h_{cr} . Значение глубины в текущей ячейке задается с учетом закона сохранения массы. Логический массив KG может изменяться в процессе расчета и характеризует тип ячеек («вода», «суша»), которые могут осушаться или затопливаться.

На рис. 1 представлена блок-схема алгоритма определения береговой линии водоема в случае сгонно-нагонных явлений. Алгоритм основан на определении глубины водоема в зависимости от значения перепада уровня водной поверхности. При переборе всех расчетных ячеек по значениям логической переменной $KG0$ сразу отбрасываются те, что заведомо не входят в расчетную область ($KG0 = false$). Затем по переменной KG определяется, какой процесс в ячейке идет: осушение, затопление или с ячейкой ничего не происходит.



Р и с. 1. Блок-схема алгоритма расчета области затопления и осушения ⁴
Fig. 1. Block diagram of the algorithm for calculating the area of flooding and drainage ⁴

Если ячейка находилась в водоеме ($KG = true$), то в случае $H + \zeta \leq 0$ эта ячейка переходит в разряд «суша», а переменная KG принимает значение *false*. В противном случае осушение в данной ячейке не происходит.

Если ячейка, находящаяся в области расчета ($KG0 = true$), и в данный момент является сушей ($KG = false$), то возможно ее затопление. Это произойдет, если $\zeta_m + H \geq h_{cr}$, где ζ_m – среднее по соседним ячейкам значение перепада уровня воды. В этом случае ячейка переходит в разряд «вода», а переменная KG принимает значение *true* ⁴.

Во всех случаях изменения характера разностных ячеек необходимо проводить переиндексацию всей расчетной области. При индексации надо учитывать тот факт, что ширина ленты в матрице, полученной после аппроксимации

⁴ Чикин А. Л., Чикина Л. Г. Численное исследование затопления дельты Дона при нагонах // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и промышленных вызовов («Опасные явления - ПШ»): материалы III Международной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д. Г. Матишова, Ростов-на-Дону, 15–19 июня 2021 года. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2021. С. 142–145. EDN GKHHGN.

системы линейных алгебраических уравнений, зависит от порядка перебора индексов. Для сужения ленты необходимо начинать перебор узлов с индекса, соответствующего самой малой размерности области расчета, и заканчивать индексом, соответствующим самой большой размерности.

Задача решается конечно-разностными методами. Алгоритм вычисления параметров течения воды на $(n + 1)$ -ом временном слое основан на том принципе, что каждое уравнение является «определяющим» для своего неизвестного. Все остальные переменные считаются известными и берутся с n -го слоя.

Первый шаг: перепад уровня на $(n + 1)$ -м временном слое вычисляется по схеме

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j}^n}{\Delta t} = - \left[\frac{u_{i+1,j} \frac{f_{i,j} + f_{i+1,j}}{2} - u_{i,j} \frac{f_{i-1,j} + f_{i,j}}{2}}{\Delta x} + \frac{v_{i,j} \frac{f_{i,j} + f_{i,j+1}}{2} - v_{i,j-1} \frac{f_{i,j-1} + f_{i,j}}{2}}{\Delta y} \right]^n,$$

где $f_{ij} = H_{ij} + \zeta_{ij}$.

Второй шаг: значения компонентов скорости u и v находятся из разностных уравнений количества движения ⁵

$$\begin{aligned} & \frac{u_{s_{i,j}}^{n+1} - u_{s_{i,j}}^n}{\tau} + \frac{u_{s_{i,j}}^n + |u_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{u_{s_{i,j}}^{n+1} - u_{s_{i-1,j}}^{n+1}}{h_1} + \frac{u_{s_{i,j}}^n - |u_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{u_{s_{i+1,j}}^{n+1} - u_{s_{i,j}}^{n+1}}{h_1} + \\ & + \frac{v_{s_{i,j}}^n + |v_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{u_{s_{i,j}}^{n+1} - u_{s_{i,j-1}}^{n+1}}{h_2} + \frac{v_{s_{i,j}}^n - |v_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{u_{s_{i,j+1}}^{n+1} - u_{s_{i,j}}^{n+1}}{h_2} - \Omega \tilde{v}_{s_{i,j}} = \\ & = -g \frac{\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i-1,j}^n}{h_1} + \left(\frac{\tau_{sx}}{H_{ij}} - \frac{\tau_{bx}}{H_{ij}} \right) \Big|_{i,j}^n, \end{aligned}$$

$$\tilde{v}_{s_{i,j}} = \frac{1}{4} \left(v_{s_{i,j}}^n + v_{s_{i-1,j}}^n + v_{s_{i-1,j-1}}^n + v_{s_{i,j-1}}^n \right).$$

$$\begin{aligned} & \frac{v_{s_{i,j}}^{n+1} - v_{s_{i,j}}^n}{\tau} + \frac{u_{s_{i,j}}^n + |u_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{v_{s_{i,j}}^{n+1} - v_{s_{i-1,j}}^{n+1}}{h_1} + \frac{u_{s_{i,j}}^n - |u_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{v_{s_{i+1,j}}^{n+1} - v_{s_{i,j}}^{n+1}}{h_1} + \\ & + \frac{v_{s_{i,j}}^n + |v_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{v_{s_{i,j}}^{n+1} - v_{s_{i,j-1}}^{n+1}}{h_2} + \frac{v_{s_{i,j}}^n - |v_{s_{i,j}}^n|}{2} \frac{v_{s_{i,j+1}}^{n+1} - v_{s_{i,j}}^{n+1}}{h_2} - \Omega \tilde{u}_{s_{i,j}} = \\ & = -g \frac{\zeta_{i,j+1}^n - \zeta_{i,j}^n}{h_2} + \left(\frac{\tau_{sx}}{H_{ij}} - \frac{\tau_{bx}}{H_{ij}} \right) \Big|_{i,j}^n, \end{aligned}$$

⁵ Чикин А. Л. Двухслойная математическая модель ветровых течений в водоемах, имеющих большие площади мелководья // Математическое моделирование. 2009. Т. 21, № 12. С. 152–160. EDN RXPIJH.

$$\tilde{u}_{s,i,j} = \frac{1}{4} \left(u_{s,i,j}^n + u_{s,i+1,j}^n + u_{s,i,j+1}^n + u_{s,i+1,j+1}^n \right).$$

Затем эти шаги повторяются на новом временном слое, пока не будет выполняться условие окончания счета. Таким условием может быть определенный промежуток времени (в часах, сутках и т. д.), в течение которого надо проводить расчет.

Аналитическое исследование на устойчивость представленного алгоритма не проводилось, однако проведенные численные исследования показали, что устойчивый счет наблюдается при временном шаге $\tau \leq 120$ с.

Программа написана на языке *FORTRAN*, численная реализация модели осуществлялась на высокопроизводительных вычислительных системах в среде *MPI* с использованием пакета параллельных подпрограмм *Aztec*.

Результаты расчетов и обсуждение

В исследуемой области, включающей в себя Азовское море, Таганрогский залив, а также дельту Дона, была построена сетка глубин и высот в Балтийской системе высот. Шаг сетки составлял $\Delta x = 660$ м, $\Delta y = 685$ м с числом узлов 550×342 , что дало порядка 190000 ячеек. После индексации число ячеек в расчетной области с неизвестными параметрами гидродинамики стало примерно 84000.

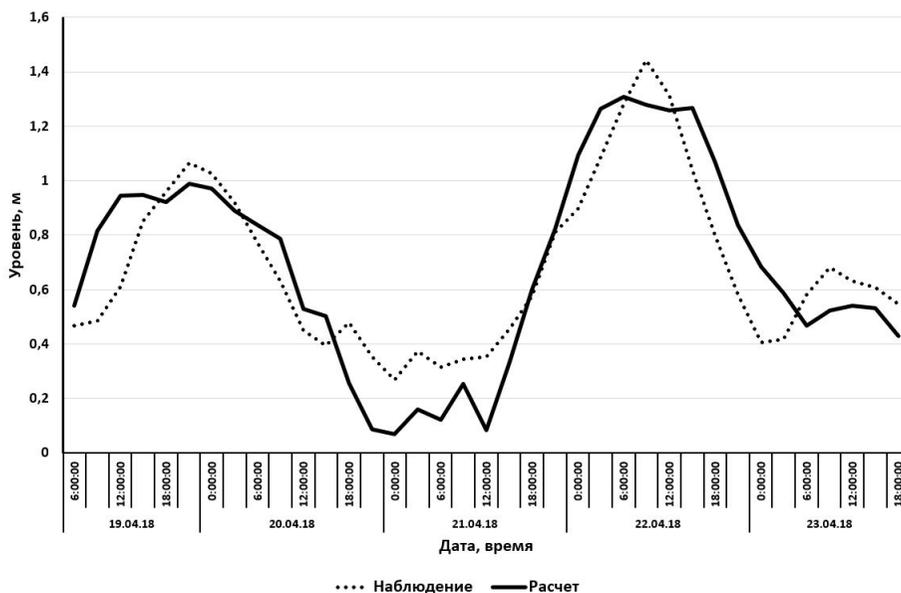
Верификация модели проводилась как численным сравнением расчетных и измеренных значений уровня воды на наблюдательных пунктах, так и визуальным сравнением расчетной и реально затопленной площади дельты Дона. Значения уровня воды снимались на гидропосте в хуторе Донском, расположенном в рукаве Старый Дон. Были рассмотрены ветровые ситуации при нагонах в сентябре 2014 г. и в апреле 2018 г.

При визуализации области затопления была построена более мелкая сетка с разрешением 100 м в дельте Дона, на которую были перенесены результаты расчета уровня воды. Это позволило более четко отобразить ландшафт затопляемой области. Использование этой сетки при расчетах потребовало бы примерно в 50 раз больше машинных ресурсов и времени счета, поэтому расчеты проводились на более грубой сетке.

В начале периода с 19.04.2018 по 23.04.2018 дул ветер западных направлений скоростью 9–11 м/с. Затем он сменил направление на северное и ослабел до 4–6 м/с, но потом снова усилился до 11–13 м/с и стал юго-западным. Это привело к повторному увеличению нагона. На рис. 2 приведены расчетные и измеренные колебания уровня воды на гидропосту Донской с 19.04.2018 по 23.04.2018. Сравнение измеренных и расчетных значений уровня воды в хуторе Донском показало, что погрешность расчетов составляет 23 %.

В двадцатых числах сентября 2014 г. ветровая ситуация сложилась таким образом, что 23.09.2014 дул ветер восточных направлений скоростью 3–4 м/с, что привело к некоторому сгону воды в Таганрогском заливе. Затем направление ветра резко изменилось на юго-западное, и стал дуть ветер скоростью 2–

24 м/с, что привело к экстремальному нагону воды в дельту Дона. Во время экстремального нагона воды 24–25 сентября 2014 г. были зафиксированы не только колебания уровня воды, но и затопленная площадь в дельте Дона, что дало возможность визуально сравнить реальную и расчетную картины затопления. Во время этого нагона наблюдалась также необычайно высокая соленость в районе Азовского порта (5,6 ‰) [21].



Р и с. 2. Уровень воды в Донском в период с 19.04.2018 по 23.04.2018

Fig. 2. Changes of water level in the Donskoy from 19.04.2018 to 23.04.2018

На рис. 3 показана дельтовая область Дона в исходном состоянии, когда колебания уровня воды незначительны. Синим цветом выделена водная поверхность, включая рукава Дона и рыбоводческие пруды, светло-зеленым цветом выделена область с возможным затоплением. На рис. 4 показана эта же область в момент максимального подъема уровня воды 18:00 24.09.2014. Погрешность расчетов уровня вода в хуторе Донском составила 17 %.

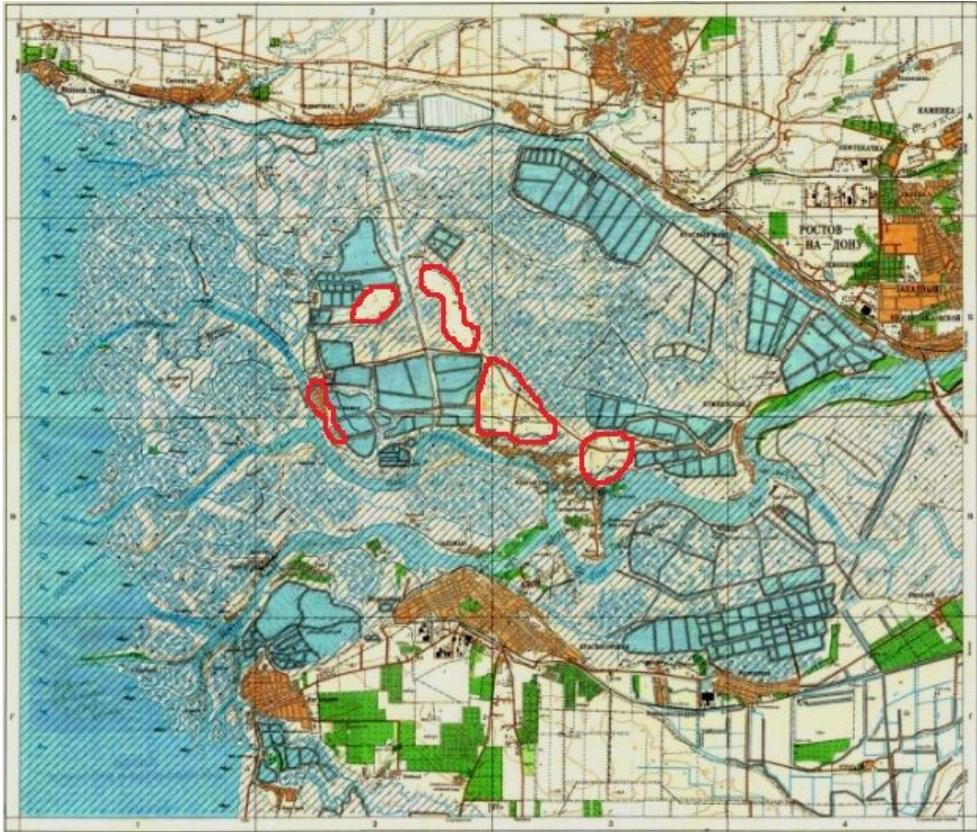
Специалистом Южного научного центра А. Ю. Московцом была отслежена зона подтопления в дельтовой области Дона. Реальная картина подтопления представлена на рис. 5. Штриховкой указаны затопленные зоны. Красным контуром выделены незатопленные места дельты. Зона затопления, полученная в результате моделирования нагона, достаточно хорошо согласуется с реальной картиной в указанной области, хотя количественная оценка различий между смоделированной картиной и реальной не проводилась. Существующие различия в затопленных областях объясняются тем, что расчеты проводились на достаточно грубой сетке, а на мелкую сетку результаты счета переносились только для визуализации.



Р и с. 3. Дельтовая область Дона в начале нагона 24 сентября 2014 г.
Fig. 3. Region of the Don delta at the beginning of the surge on September 24, 2014



Р и с. 4. Дельтовая область Дона в момент максимального подъема уровня воды 24 сентября 2014 г.
Fig. 4. Region of the Don delta at the time of the water level maximum rise on September 24, 2014



Р и с. 5. Схема зоны подтопления дельты р. Дон 24.09.2014 (выделена штриховкой). Выполнил А. Ю. Московец

Fig. 5. Scheme of the flooded zone of the river Don delta on 24.09.2014 (highlighted by hatching) performed by A. Yu. Moskovets

Выводы

Предлагаемую модель следует использовать в случае экстремальных нагонов, когда уровень воды в рукавах Дона поднимается настолько, что затопливает всю дельтовую область. В этом случае уместно применение двумерных уравнений гидродинамики. В случае небольших колебаний уровня воды в Таганрогском заливе течение воды в русле Дона определяется уравнениями для русловых потоков.

Расчеты показали: данная модель позволяет достаточно точно рассчитывать гидродинамические параметры ветрового течения, в том числе величину перепада уровня воды. Предложенный алгоритм определения затопления или осушения расчетной области позволяет устанавливать места подтопления дельты Дона в зависимости от ветровой ситуации. Сравнение измеренных значений уровня воды на гидропосте с расчетными значениями говорит о соответствии предложенной гидродинамической модели и алгоритма определения зон затопления при экстремальных нагонах воды в Таганрогском заливе реальной картине затопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мишин Д. В., Полонский В. Ф. Исследование нестационарных водных потоков в неприливном устье реки Дон // Труды государственного океанографического института. 2013. № 214. С. 166–179. EDN RUQHGD.
2. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море / Г. Г. Матишов [и др.]. Москва : Наука, 2006. 304 с. EDN RXMJY.
3. Экстремальное наводнение в дельте Дона (23–24 марта 2013 г.) и факторы, его определяющие / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455, № 3. С. 342–345. EDN RXFPZT. doi:10.7868/S0869565214090229
4. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г.: хронология, условия формирования и последствия / Г. Г. Матишов [и др.] // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10, № 1. С. 17–24. EDN SAUKPB.
5. Матишов, Г. Г. Керченский пролив и дельта Дона: безопасность коммуникаций и населения // Вестник Южного научного центра РАН. 2015. Т. 11, № 1. С. 6–15. EDN TNRQTZ.
6. Вишневецкая И. А., Остроумова Л. П. Опасные (сгонно-нагонные) явления в устьевой области реки Дон // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления»): материалы Международной научной конференции. Ростов н/Д : Издательство ЮНЦ РАН, 2019. С. 28–32. EDN VTNOIS.
7. Остроумова Л. П. Исследование нагонных и сгонных явлений в морских устьях рек на примере устьевой области р. Дон // Метеорология и гидрология. 2017. № 12. С. 69–82. EDN ZXOTRB.
8. Combined statistical and hydrodynamic modelling of compound flooding in coastal areas – Methodology and application / A. I. Olbert [et al.] // Journal of Hydrology. 2023. Vol. 620, part A. 129383. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129383>
9. Flood hydrograph prediction using machine learning methods / G. Tayfur [et al.] // Water. 2018. Vol. 10, iss. 8. 968. doi:10.3390/w10080968
10. Urban flood modeling using deep-learning approaches in Seoul, South Korea / X. Lei [et al.] // Journal of Hydrology. 2021. Vol. 601. 126684. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126684>
11. Tamiru H., Dinka M. O. Application of ANN and HEC-RAS model for flood inundation mapping in lower Baro Akobo River Basin, Ethiopia // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2021. Vol. 36. 100855. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100855>
12. Tawfik A. M. River flood routing using artificial neural networks // Ain Shams Engineering Journal. 2023. Vol. 14, iss. 3. 101904. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2022.101904>
13. Полозок А. А., Фомин В. В., Лемешко Е. Е. Пространственные характеристики штормовых нагонов в Азовском море при разных фазах движения циклона // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления – II»): материалы II Международной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д. Г. Матишова (г. Ростов-на-Дону, 6–10 июля 2020 г.). Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2020. С. 63–67. EDN TCDOZA.
14. Численное исследование сгонно-нагонных процессов и течений Азовского моря в период экстремальных ветров / Л. В. Черкесов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5. С. 3–20. EDN ZQKYXV. doi:10.22449/0233-7584-2017-5-3-20
15. Шульга Т. Я., Матузаева О. В. Численный прогноз протяженности затоплений/осушений побережья Азовского моря при сгонно-нагонных ветрах // Водные ресурсы: изучение и управление (школа-практика). Материалы VI Международной конференции молодых ученых, 1–5 сентября 2020 г., Петрозаводск / Отв. ред. Н. Е. Галахина, А. В. Толстиков, Т. И. Регеранд. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2020. С. 185–189. EDN GVTSZA.

16. *Сиразетдинова Д. Д., Клеин А. Н., Абдуллин А. Х.* Моделирование затопления территорий с использованием ArcGIS Pro // Информационные технологии. Проблемы и решения : материалы Международной научно-практической конференции. Уфа : Изд-во УГНТУ, 2017. Т. 1(4). С. 195–199. EDN YREPBD.
17. Оценка изменения уровней затопления поймы Нижнего Дона под влиянием хозяйственной деятельности. Ретроспективное гидродинамическое моделирование / В. В. Беликов [и др.] // Водные ресурсы. 2022. Т. 49, № 6. С. 681–690. EDN NOSVNK. doi:10.31857/S0321059622060025
18. Исследование влияния на гидрологический режим хозяйственной деятельности человека в пойменной части реки Дон у г. Ростов-на-Дону / А. В. Глотко [и др.] // Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению, Санкт-Петербург, 2020 год / Под ред. О. М. Макарьевой, А. А. Землянской. СПб. : Изд-во ВВМ, 2020. С. 584–588. EDN WHRTYL.
19. *Филиппов Ю. Г.* Расчеты уровня в восточной части Таганрогского залива // Труды Государственного океанографического института. Москва, 2014. Вып. 215. С. 136–143. EDN XEBAFB.
20. *Филиппов Ю. Г.* Об одном способе расчета морских течений // Труды Государственного океанографического института. Москва, 1970. Вып. 103. С. 87–94.
21. *Чикин А. Л., Клеценков А. В., Чикина Л. Г.* Моделирование изменения солёности в Таганрогском заливе при штормовых нагонах // Водные ресурсы. 2019. Т. 46, № 6. С. 592–597. EDN NTVFSG. doi:10.31857/S0321-0596466592-597

Об авторах:

Чикин Алексей Львович, главный научный сотрудник, ЮНЦ РАН (344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 3845-9760**, **ORCID: 0000-0002-4065-010X**, **Scopus Author ID: 8240627300**, chikin1956@gmail.com

Чикина Любовь Григорьевна, профессор, ЮФУ (344006, г. Ростов-на-Дону, ул. Б. Садовая, 105), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 4295-3950**, **ORCID: 0000-0002-2935-5839**, **Scopus Author ID: 6506085787**, lchikina@sfedu.ru