


Научная статья

УДК 551.467 (262.54)
EDN: KONRCG

Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда

Д. Д. Завьялов , Т. А. Соломаха

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

Поступила в редакцию 19.01.2023; одобрена после рецензирования 20.04.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Оценить влияние выбора вида параметризации турбулентного теплообмена на границе океан – атмосфера на основные характеристики ледового режима в вершине Таганрогского залива – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Исследование термической сезонной динамики толщины снежно-ледяного покрова проведено с помощью нестационарной термодинамической модели морского льда. В основе алгоритма определения турбулентных потоков импульса, явного и скрытого тепла в региональной модели морского льда лежит полуэмпирическая теория Монина – Обухова. Численные эксперименты проведены для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 годов, метеорологические условия которых существенно различаются. В расчетах применялись как постоянные коэффициенты сопротивления, тепло- и влагообмена, так и полученные с учетом стратификации приземного слоя атмосферы и шероховатости подстилающей поверхности. При реализации устойчивой стратификации использовались три различных выражения для определения функций устойчивости импульса, тепла и влаги. Численное решение уравнений теории подобия основывается на полуэмпирической зависимости коэффициентов турбулентного обмена от объемного числа Ричардсона, что позволяет избежать итерационного процесса. Проведен анализ результатов моделирования и выявлены особенности применения вида параметризации при численном воспроизведении сезонного хода толщины снежно-ледяного покрова.

Выводы. Показано, что при условии продолжительных холодов и наличии ледяного покрова в течение почти всего сезона выбор какого-либо из рассмотренных видов параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью не вносит существенных различий в определение максимальной сезонной толщины льда, а также дат замерзания и очищения. Однако при условиях крайней неустойчивости снежно-ледяного покрова зависимость результатов моделирования от способа определения коэффициентов турбулентного обмена может быть весьма заметной. Наиболее удовлетворительные результаты воспроизведения сезонных изменений толщины ледяного покрова найдены при использовании как постоянных коэффициентов турбулентного обмена $C_H = C_E \approx 1,7 \cdot 10^{-3}$, так и коэффициентов, полученных с учетом стратификации атмосферы при значении геометрической шероховатости льда 8–10 см.

Ключевые слова: теория Монина – Обухова, параметризация, турбулентные потоки, морской лед

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2021-0004 «Океанологические процессы».

© Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А., 2023

Для цитирования: Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 421–434. EDN KONRCG.

Original article

Features of Parameterizing Turbulent Interaction with Underlying Surface in the Regional Thermodynamic Model of Sea Ice

D. D. Zavyalov ✉, T. A. Solomakha

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

Abstract

Purpose. The study is aimed at assessing the impact of choice of parameterizing the turbulent heat transfer at the ocean – atmosphere boundary upon the basic characteristics of ice regime in the Taganrog Bay apex.

Methods and Results. Thermal seasonal dynamics of the snow-ice cover thickness was studied using the non-stationary thermodynamic model of sea ice. The algorithm for defining the turbulent fluxes of momentum, sensible and latent heat in the sea ice regional model is based on the Monin – Obukhov similarity theory. The numerical experiments were performed for the winter seasons of 2007–2008 and 2017–2018, the meteorological conditions of which differed significantly. The transfer coefficients were determined both as the constant values, and as those depending on the atmosphere stratification and the aerodynamic roughness of underlying surface. Implementing stable stratification implied application of three different expressions for determining the stability functions. To avoid the iteration process required for numerical solving the equations of the Monin – Obukhov similarity theory, the transfer coefficient parameterizations based on the approach relating these coefficients to the bulk Richardson number, were used in the model. Having been analyzed, the results of simulating the evolution of seasonal snow-ice thickness permitted to reveal the features in applying the parameterization of turbulent fluxes.

Conclusions. It is shown that the type of parameterizing the turbulent fluxes for the winters characterized by stable frosty weather and ice cover, does not impact significantly the basic elements of ice regime in the Taganrog Bay apex. However, in case the snow-ice cover is highly unstable during a season, the simulation results significantly depend on the method of determining the turbulent transfer coefficients. The best results in reconstructing the seasonal changes in ice cover thickness were obtained when using both the constant coefficients of turbulent transfer $C_H = C_E$ equal to $\approx 1.7 \cdot 10^{-3}$ and those depending on the atmosphere stratification at the ice geometric roughness equal to 8–10 cm.

Keywords: Monin – Obukhov theory, parameterization, turbulent fluxes, sea ice

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of the theme of state assignment FNNN-2021-0004 “Oceanological processes”.

For citation: Zavyalov, D.D. and Solomakha, T.A., 2023. Features of Parameterizing Turbulent Interaction with Underlying Surface in the Regional Thermodynamic Model of Sea Ice. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 385-397.

Введение

Вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого тепла и импульса являются ключевыми количественными характеристиками теплового и динамического взаимодействия в системе океан – атмосфера. Перенос тепла и влаги на границе раздела оказывает существенное влияние на разномасштабные процессы и явления в системе взаимодействующих сред. Длительность ледостава,

скорость образования и таяния снежно-ледяного покрова в значительной степени зависят от турбулентного обмена теплом и влагой на границе геосред. Трудность в определении турбулентных потоков над снежно-ледяной поверхностью обусловлена сложностью проведения натуральных экспериментов и отсутствием удовлетворительной информации о термическом состоянии атмосферы и морского льда.

В термодинамических моделях морского снежно-ледяного покрова значения турбулентных потоков определяют с помощью алгоритма, в основе которого лежит полуэмпирическая теория Монины – Обухова [1]. Интегральные (балковые) формулы связывают потоки импульса, тепла и влаги с измеряемыми метеорологическими параметрами приводного слоя воздуха. Коэффициенты тепло- и влагообмена в формулах могут быть фиксированными величинами или переменными. Параметризации турбулентного взаимодействия различаются способом определения параметров шероховатости морского льда и функций устойчивости, описывающих влияние стратификации приземного слоя атмосферы. Температура на верхней границе снежно-ледяного покрова, не являясь входящим параметром термодинамической модели, находится с помощью итерационного процесса из уравнения теплового баланса на поверхности. Следовательно, погрешности при модельных расчетах возникают уже на этапе решения уравнений теплопроводности для снега и льда и при нахождении значений поверхностной температуры и приземных потоков тепла и влаги.

Достаточно тонкий неустойчивый снежно-ледяной покров сезонно замерзающих морей европейской территории России характеризуется высокой пространственно-временной изменчивостью. В зимний период на акватории возможны как постоянный ледовый покров, так и неоднократное появление и исчезновение льда с чередованием процессов таяния и замерзания. Например, крайняя неустойчивость снежно-ледяного покрова Азовского моря в основном обусловлена контрастной погодой в зимний период.

В настоящей работе предпринята попытка оценить влияние выбора алгоритма вычисления турбулентных потоков явного и скрытого тепла на основные характеристики ледового режима Азовского моря в региональной термодинамической модели морского льда [2, 3]. Численные эксперименты по воспроизведению термической динамики снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива проведены для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг., метеорологические условия которых существенно различаются.

Параметризация турбулентных потоков импульса, тепла и влаги

Турбулентные потоки импульса τ , явного H и скрытого LE тепла на подстилающей поверхности определяются с помощью уравнений аэродинамического метода:

$$\tau = \rho C_D U_z^2,$$

$$H = \rho c_p C_H U_z (\theta_{\text{surf}} - \theta_z),$$

$$LE = \rho L_v C_E U_z (q_{\text{surf}} - q_z),$$

где U – скорость ветра; θ, q – потенциальная температура и удельная влажность воздуха на заданной высоте (индекс z) и подстилающей поверхности (индекс surf); c_p, ρ, L_v – теплоемкость при постоянном давлении, плотность и скрытая теплота парообразования воздуха; C_D, C_H, C_E – коэффициенты сопротивления, тепло- и влагообмена соответственно. Указанные коэффициенты сопротивления связаны с интегральными коэффициентами переноса импульса, тепла и влаги C_m, C_h, C_q соотношениями $C_D = C_m^2, C_H = C_m C_h, C_E = C_m C_q$. Значения $C_i (i = m, h, q)$ в соответствии с теорией подобия Монина – Обухова определяются соотношениями

$$C_i = \frac{\kappa}{\alpha_i - \Psi_i(\zeta) + \Psi_i(\zeta_i)}$$

Здесь κ – постоянная Кармана; $\alpha_i = \ln \frac{z}{z_{0i}}$; параметр устойчивости $\zeta = \frac{z}{L}$,

$\zeta_i = \frac{z_{0i}}{L}$ (L – масштаб длины Монина – Обухова); z_{0m}, z_{0h}, z_{0q} – параметры шероховатости для ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха соответственно; Ψ_i – интегральные универсальные функции. Динамическую шероховатость z_{0m} подстилающей поверхности определяем, используя полуэмпирические выражения для коэффициента сопротивления в случае нейтральной стратификации ($C_D = C_{DN}$) при отсутствии льда и при его наличии, функциями скорости ветра $C_{DN} = (0,61 + 0,063U_z) \cdot 10^{-3}$ [4] и геометрической шероховатости снежно-ледяной поверхности ξ (см) $C_{DN} = (1,10 + 0,072\xi) \cdot 10^{-3}$ [5]. Параметры z_{0h} и z_{0q} для морской воды рассчитывались согласно выражениям [6]:

$$\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}} \right) = \begin{cases} -2, & \text{Re} < 0,1, \\ 4 \text{Re}^{1/2} - 3,2, & \text{Re} \geq 0,1, \end{cases} \quad z_{0h} = z_{0q},$$

для снежно-ледяной поверхности – согласно [7]:

$$\ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}} \right) = \begin{cases} -1,25, & \text{Re} \leq 0,135, \\ -0,149 + 0,55(\ln \text{Re}), & 0,135 < \text{Re} < 2,5, \\ -0,317 + 0,565(\ln \text{Re}) + 0,183(\ln \text{Re})^2, & \text{Re} \geq 2,5, \end{cases}$$

$$\ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0q}} \right) = \begin{cases} -1,61, & \text{Re} \leq 0,135, \\ -0,351 + 0,628(\ln \text{Re}), & 0,135 < \text{Re} < 2,5, \\ -0,396 + 0,512(\ln \text{Re}) + 0,18(\ln \text{Re})^2, & \text{Re} \geq 2,5. \end{cases}$$

В приведенных формулах $\text{Re} = \frac{z_{0m} C_{DN}^{1/2} U_z}{\gamma}$ – число Рейнольдса; $\gamma = (0,9065(T_z) - 112,7) \cdot 10^{-7}$ – кинематическая вязкость воздуха. Аргументом функций Ψ_i является параметр устойчивости ζ , зависящий от масштаба Монина – Обухова, который в свою очередь является функцией потоков

импульса и тепла. Предложенные в работах [8, 9] зависимости между параметром устойчивости ζ и числом Ричардсона $Ri = \frac{2zg(\theta_z - \theta_{surf})}{(\theta_z + \theta_{surf})U_z^2}$ позволяют избежать итерационного решения уравнений теории подобия. Так, согласно [9], выражения $\zeta(Ri)$ для разных типов атмосферной стратификации имеют следующий вид:

– для неустойчивой ($Ri < 0$, тип I) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi^2 + BRi, \quad A = a_{11}\alpha_m, \\ B &= (b_{11}\beta + b_{12})\alpha_m^2 + (b_{21}\beta + b_{22})\alpha_m + (b_{31}\beta^2 + b_{32}\beta + b_{33}), \\ a_{11} &= 0,0450, \quad b_{11} = 0,0030, \quad b_{12} = 0,0059, \quad b_{21} = -0,0828, \quad b_{22} = 0,8845, \\ b_{31} &= 0,1739, \quad b_{32} = -0,9213, \quad b_{33} = -0,1057;\end{aligned}$$

– для близкой к нейтральной ($0 \leq Ri < 0,08$, тип II) и слабоустойчивой ($0,08 \leq Ri < 0,2$, тип III) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi^2 + BRi, \quad A = (a_{11}\beta + a_{12})\alpha_m + (a_{21}\beta + a_{22}), \\ B &= (b_{11}\beta + b_{12})\alpha_m + (b_{21}\beta + b_{22}), \\ a_{11} &= 0,5738, \quad a_{12} = -0,4399, \quad a_{21} = -4,901, \quad a_{22} = 52,50, \\ b_{11} &= -0,0539, \quad b_{12} = 1,540, \quad b_{21} = -0,6690, \quad b_{22} = -3,283;\end{aligned}$$

– для устойчивой ($Ri \geq 0,2$, тип IV) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi + B, \quad A = a_{11}\alpha_m + a_{21}, \quad B = b_{11}\alpha_m + b_{21}\beta + b_{22}, \\ a_{11} &= 0,7529, \quad a_{21} = 14,94, \quad b_{11} = 0,1569, \quad b_{21} = -0,3091, \quad b_{22} = -1,303.\end{aligned}$$

Здесь $\alpha_m = \ln \frac{z}{z_{0m}}$, $\beta = \ln \frac{z_{0m}}{z_{0h}}$.

Результаты численного моделирования

Численные эксперименты по воспроизведению сезонной термической динамики снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг. проведены с помощью локально-одномерной термодинамической модели морского льда с учетом накопления и таяния снега на его верхней границе. Вертикальные профили температуры в слоях снега и льда находятся с помощью решения нестационарных уравнений теплопроводности с радиационным источником. Уравнения балансов потоков тепла и массы являются граничными условиями на верхней и нижней поверхности снежно-ледяного покрова. На верхней границе поток тепла состоит из турбулентных потоков явного и скрытого тепла, длинноволнового и коротковолнового радиационного балансов поверхности и потоков тепла, связанных с процессами охлаждения и последующей возможной кристаллизацией жидких осадков. Ослабление интенсивности солнечной радиации в слое льда описывается двухслойной схемой, в толще снега – законом Бугера – Ламберта. Длинноволновый

радиационный баланс определяется с учетом балла общей облачности. На границе снег – лед выполняются условия непрерывности тепла и температуры. При отсутствии льда изменение температуры морской воды определяется балансом тепловых потоков на морской поверхности. Схема описания динамики слоя снега включает в себя учет фазового характера осадков, изменение плотности свежевыпавшего снега в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра, изменение теплопроводности и альбедо снега, превращение снега в лед. Теплоемкость, теплопроводность, скрытая теплота плавления снега и льда определяются с помощью эмпирических зависимостей этих величин от температуры и солёности. Математическая формулировка задачи, методы вычислений и численная схема ее решения, вид полуэмпирических зависимостей, значения параметров и коэффициентов, используемых в расчетах термической динамики снежно-ледяного покрова, приведены в [2, 3].

В качестве внешнего форсинга применялись данные восьмисрочных наблюдений основных метеорологических параметров (приземная температура, атмосферное давление, влажность, общая облачность, скорость ветра и суммарное количество осадков) ВНИИГМИ-МЦД¹ на метеостанции Таганрог. Сравнение результатов моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова с использованием различных параметризаций процессов турбулентного тепло- и влагообмена выполнено для зим с существенно отличающимися метеорологическими условиями.

Так, зиму 2007/08 г. можно отнести к относительно суровой и одной из наиболее ледовитых за последние годы наблюдений. Температура воздуха опускалась до -19°C , сумма среднесуточных отрицательных температур составляла -311°C . Вследствие продолжительного нахождения восточной части Таганрогского залива под воздействием Сибирского антициклона толщина льда здесь значительно превысила норму, а длительность ледового периода была более 70 дней. Кроме того, эту зиму можно считать засушливой и малоснежной. Суммарная величина атмосферных осадков, выпавших с октября 2007 г. по апрель 2008 г., была в два раза меньше нормы и составила всего 170 мм.

Зима 2017/18 г. в соответствии с принятой типизацией может быть отнесена к теплой и влажной. Сумма среднесуточных отрицательных температур составляла -162°C , суммарная за сезон величина атмосферных осадков – 339 мм. Декабрь 2017 г. был очень теплым, похолодание наступило лишь в середине января 2018 г. Однако установившийся ледовый покров во второй декаде февраля был разрушен, а морозная погода в конце февраля – начале марта способствовала его повторному появлению.

Проведены две серии расчетов. В первой серии в вычислениях применялись постоянные коэффициенты сопротивления при оценке турбулентных потоков явного и скрытого тепла ($C_H = C_E = 1,2 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-3}$), во второй – коэффициенты обмена, полученные с учетом типа стратификации в приземном

¹ Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России [Электронный ресурс] : база данных / О. Н. Булыгина, В. М. Веселов, В. Н. Разуваев, Т. М. Александрова ; ВНИИГМИ-МЦД. Электрон. дан. Москва, 2014. № гос. регистрации 2014620549.

слое атмосферы и шероховатости подстилающей поверхности. Для условий неустойчивой стратификации использовались функции устойчивости, предложенные *Högström* [10]. Для устойчивой атмосферы были рассмотрены три варианта расчета турбулентных потоков с применением функций устойчивости *Beljaars – Holtslag* (далее *BH*) [11], *Cheng – Brutsaert* (далее *CB*) [12] и *SHEBA* [13]. При выборе значения коэффициента шероховатости предполагалась его зависимость только от формы подстилающей поверхности (геометрическая шероховатость морского льда ξ). В расчетах ξ изменялась в диапазоне 1–10 см.

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Доля случаев реализации типов стратификации атмосферы и средние значения коэффициентов C_H и C_E для представленных вариантов расчетов
Proportion of the cases of implementing the types of atmosphere stratification, and average values of the C_H and C_E coefficients for the presented calculation variants

Расчет / Calculation	Условия расчета / Conditions of calculation		$C_H \cdot 10^3$	$C_E \cdot 10^3$	Доля случаев реализации типов стратификации, % / Proportion of the cases of implementing the stratification types			
					I	II	III	IV
2007/08								
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$		1,2		47	41	7	5
			2,0		46	43	6	5
Вторая серия / The second series	$\xi, \text{cm} /$ ξ, cm	1	1,51	1,56	46	40	8	6
		5	1,79	1,83	42	46	7	5
		10	2,03	2,07	42	46	7	5
2017/18								
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$		1,2		48	45	6	1
			2,0		48	46	5	1
Вторая серия / The second series	$\xi, \text{cm} /$ ξ, cm	1	1,56	1,60	45	49	5	1
		5	1,85	1,87	45	49	5	1
		10	2,07	2,11	45	49	5	1

П р и м е ч а н и е. Обозначения: тип I – неустойчивая стратификация ($Ri < 0$); тип II – близкая к нейтральной ($0 \leq Ri < 0,08$); тип III – слабоустойчивая ($0,08 \leq Ri < 0,2$); тип IV – устойчивая ($Ri \geq 0,2$).

N o t e. Designations: type I – unstable stratification ($Ri < 0$); type II – close to neutral one ($0 \leq Ri < 0,08$); type III – weakly stable one ($0,08 \leq Ri < 0,2$) and type IV – strongley stable one ($Ri \geq 0,2$).

В табл. 1 показано число случаев реализации (в %) неустойчивой (тип I), близкой к нейтральной (тип II), слабоустойчивой (тип III) и устойчивой (тип IV) стратификации атмосферы, а также средние значения коэффициентов C_H и C_E для представленных вариантов расчетов. Видно, что, несмотря на различия в метеорологических условиях, соотношения типов стратификации для зим 2007/08 и 2017/18 гг. сходны между собой. Согласно расчетам, как для холодного, так и для теплого зимних сезонов в более чем 85% случаев реализуется неустойчивый или близкий к нейтральному тип стратификации.

Значительно реже возникают условия для формирования устойчивой (типы III, IV) стратификации. Доля таких случаев (от общего числа расчетного временного ряда) составляет ~ 13% для сезона 2007/08 г. и ~ 6% – для сезона 2017/18 г. Отметим, что теплой зимой 2017/18 г. устойчивая стратификация отмечалась в основном в период интенсивного таяния, а зимой 2007/08 г. число таких реализаций было примерно поровну распределено между периодами таяния и выхолаживания снежно-ледяной поверхности.

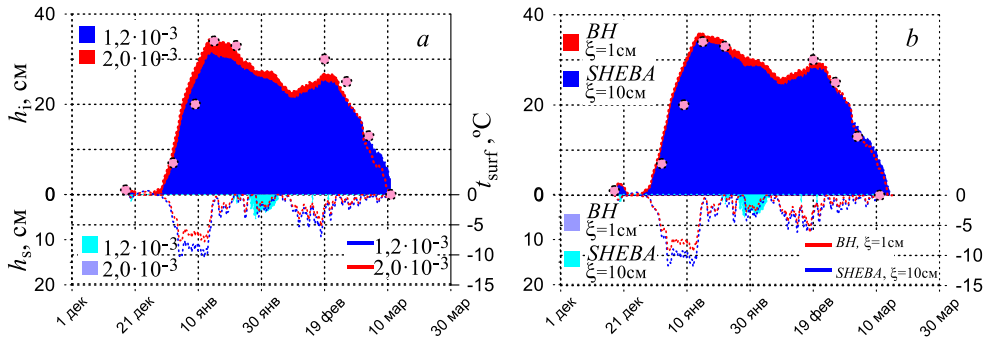
На рис. 1 и 2 для зим 2007/08 и 2017/18 гг. показан сезонный ход толщины льда h_i , высоты снега h_s и температуры поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова. Рис. 1, *a* иллюстрирует результаты расчетов первой серии экспериментов (постоянные коэффициенты), рис. 1, *b* – второй серии (переменные коэффициенты), полученные с учетом стратификации атмосферы и геометрической шероховатости морского льда. На рисунках для каждой из серий представлены случаи, соответствующие вариантам расчетов, при которых для данного сезона реализуется наибольшее и наименьшее развитие снежно-ледяного покрова. Закрашенными кружками показана толщина морского льда, снятая с карт ЕСИМО². В табл. 2 для рассмотренных вариантов расчетов приведены

средняя ошибка прогноза $ME = \frac{\sum (h_{изм} - h_i)}{l}$ и среднеквадратическое отклонение h_i от $h_{изм}$

$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (h_{изм} - h_i)^2}{l}}$, где l – длина временного ряда.

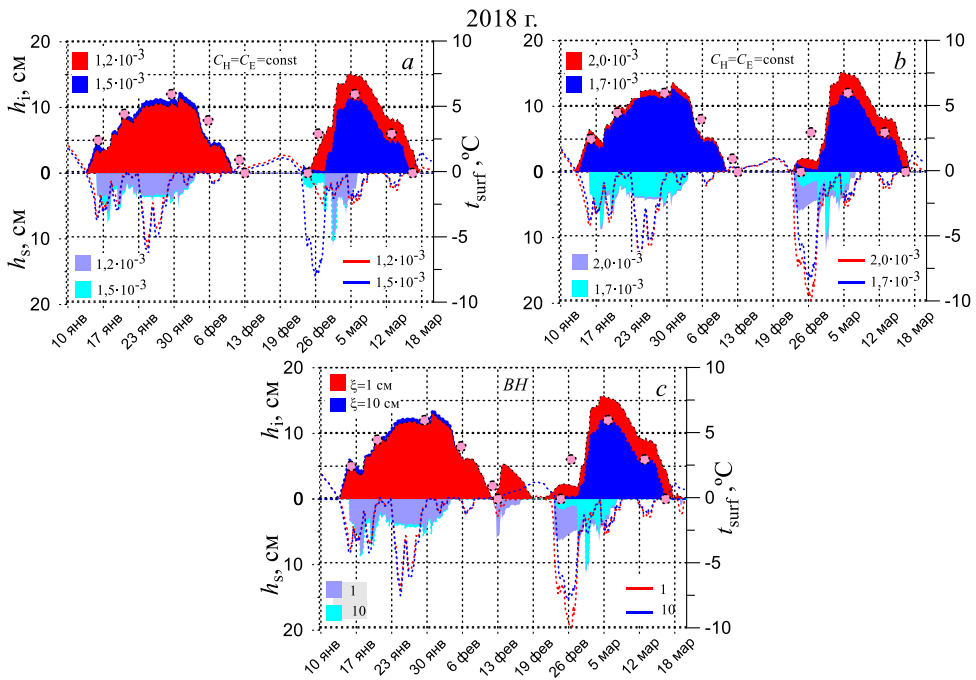
Видно, что для условий зимы 2007/08 г., когда образовавшийся в результате продолжительных холодов ледяной покров держался в течение почти всего сезона, а снежный покров был незначительным и кратковременным, результаты расчетов близки между собой как внутри серий, так и между ними. Так, в период максимального развития ледяного покрова разница в толщине льда внутри первой и второй серий экспериментов составляла ~10 и 5% соответственно. Отметим, что наиболее близкими к натурным данным толщины льда были результаты расчетов второй серии при $5\text{ см} \leq \xi \leq 8\text{ см}$. Несколько большие отличия проявились в расчетной температуре поверхности, для обеих серий они достигали в период интенсивного льдообразования 20–25%.

² Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО): [сайт]. 2023. URL: <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/> (дата обращения: 06.07.2023).



Р и с. 1. Результаты моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова зимой 2007/08 гг. с использованием различных параметризаций процессов турбулентного тепло- и влагообмена. Закрашенные области выше и ниже нулевой отметки иллюстрируют сезонный ход толщины льда h_i и высоты снега h_s соответственно, сплошными линиями показана среднесуточная температура поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова

Fig. 1. Results of modeling thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2007–2008 using different parameterizations of the processes of turbulent heat and moisture transfer. Shaded areas above and below the zero mark illustrate seasonal variation of ice thickness h_i and snow depth h_s , respectively; solid lines show the diurnal average surface temperature t_{surf} of snow-ice cover



Р и с. 2. Результаты моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова в зимний сезон 2017/18 гг. с использованием постоянных коэффициентов турбулентного обмена (*a*, *b*) и функций устойчивости *BH* (*c*) при ξ , принимающей значения 1 и 10 см. Обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Results of modeling thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2017–2018 using constant coefficients of turbulent exchange (*a*, *b*) and stability functions *BH* (*c*) at ξ taking on the values 1 and 10 cm. See designations in Fig. 1

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

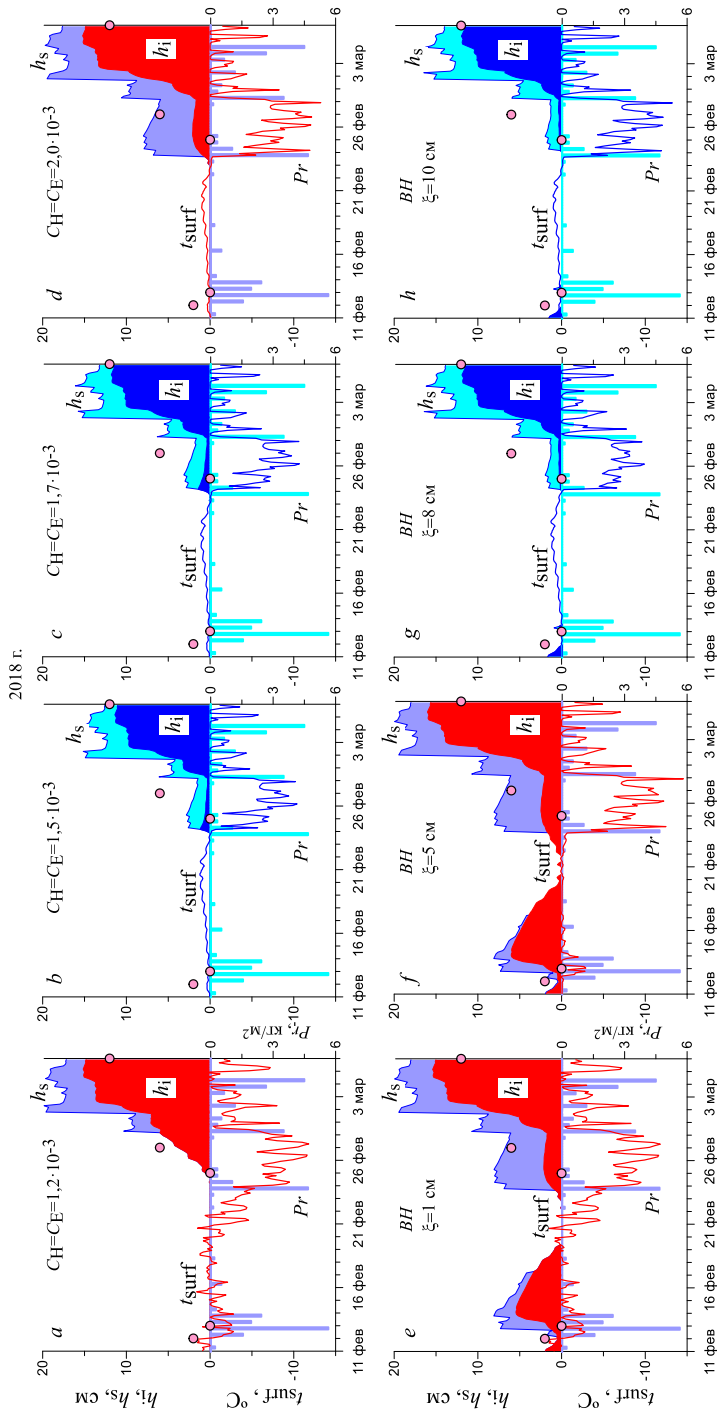
Количественные оценки качества прогноза сезонного хода толщины льда при использовании различных параметризаций процессов тепло- и влагообмена
Quantitatively estimated quality of forecasting seasonal variation of ice thickness using different parameterizations of heat and moisture transfer processes

Расчет / Calculation	Условия расчета / Conditions of calculation	Ошибки прогноза, см / Forecast errors, cm		
		<i>ME</i>	<i>RMSE</i>	
<i>2007/08</i>				
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$	$1,2 \cdot 10^3$	1,3	2,9
		$1,5 \cdot 10^3$	0,5	2,6
		$1,7 \cdot 10^3$	0,1	2,7
		$2,0 \cdot 10^3$	-0,3	3,2
Вторая серия * / The second series/ГТ	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	-1,8	3,2
		10	-2,1	3,5
<i>2017/18</i>				
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$	$1,2 \cdot 10^3$	-0,9	2,7
		$1,5 \cdot 10^3$	0,3	2,1
		$1,7 \cdot 10^3$	0,1	2,1
		$2,0 \cdot 10^3$	-1,3	2,9
Вторая серия * / The second series	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	-2,5	3,7
		10	-0,1	2,1

* Во второй серии для $\xi = 1$ см использовались функции устойчивости *BH*, для $\xi = 10$ см – *SHEBA*.

* In the second series, for $\xi = 1$ cm and $\xi = 10$ cm, the stability functions *BH* and *SHEBA* were applied, respectively.

Зима 2007/08 г. была относительно суровой и ледовитой, что обусловило наличие ледяного покрова практически от начала льдообразования до его полного разрушения. Однако в большинстве умеренных и теплых зим снежно-ледяной покров крайне неустойчив и акватория моря может несколько раз за сезон очищаться ото льда и вновь покрываться им. Численные эксперименты показали, что для таких зим, в частности для зимы 2017/18 г., выбор способа параметризации процессов турбулентного обмена может заметно повлиять на результаты моделирования и привести к существенным отличиям в определении характеристик ледяного покрова в периоды очищения и повторного льдообразования.



Р и с. 3. Иллюстрация влияния выбора вида параметризации процессов турбулентного тепло- и влагообмена на воспроизведение термической эволюции снежно-ледяного покрова в зимний сезон 2017/18 гг. в период очищения и повторного замерзания. Закрашенные области иллюстрируют сезонный ход толщины льда h_i и высоты снега h_s , сплошные линии – температуру поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова, столбчатая диаграмма Pr – суммарное за каждые 3 ч количество водного эквивалента осадков

F i g. 3. Illustration of influence of a type of parameterizing the processes of turbulent heat and moisture transfer upon reconstructing the thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2017–2018 during the melting and refreezing period. Shaded areas illustrate seasonal variation of ice thickness h_i and snow depth h_s , solid lines – surface temperature t_{surf} of snow-ice cover, and bar graph Pr – total for every 3 hours water equivalent of precipitation

Как видно из рис. 2, для первой половины зимнего сезона (от первого льдообразования до первого полного очищения) расчетные значения толщины льда, полученные с использованием постоянных (рис. 2, *a, b*) и переменных (рис. 2, *c*) коэффициентов C_H и C_E , близки между собой. Заметная зависимость результатов моделирования от значений $C_H(C_E)$ проявляется в период открытой воды, а затем во время вторичного льдообразования. Как при малых (менее $1,5 \cdot 10^{-3}$), так и при больших (более $1,8 \cdot 10^{-3}$) значениях варьируемых коэффициентов наблюдается заметное (до 35%) завышение толщины льда по сравнению с наблюдаемыми значениями (рис. 2, *a, b*). Причем в обоих случаях существенное влияние на формирование снежно-ледяного покрова оказывают атмосферные осадки.

В период с вечера 23-го до утра 25-го февраля наблюдалось выпадение снега (чуть более 6 кг/м^2 водного эквивалента Pr), и в расчетах с малыми коэффициентами обмена большая его часть попала на открытую воду, так как льдообразование началось лишь к вечеру 24 февраля (рис. 3, *a*). Отсутствие в последующие трое суток сколько-нибудь существенных осадков при низких ($\sim -10^\circ\text{C}$) температурах воздуха способствовало достаточно быстрому росту льда. Напротив, при моделировании очень интенсивного теплообмена с атмосферой (рис. 3, *d*) первичный ледяной покров образовывался почти на сутки раньше начала осадков и снег падал на уже образовавшийся лед, частично превращаясь в снежный лед. Наиболее приближенные к натурным данным характеристики ледяного покрова воспроизводятся при $C_H(C_E) \approx 1,7 \cdot 10^{-3}$. Что касается вариантов с определением турбулентных потоков, рассчитанных с использованием трех рассматриваемых функций устойчивости, то при некоторых выбранных величинах геометрической шероховатости ξ наблюдались завышенные значения h_i , а также отмечалось появление «модельного льда» в период открытой воды (рис. 3, *e, f*). Подобный эффект при воспроизведении сезонной эволюции льда проявлялся для функций устойчивости BH при $\xi < 3 \text{ см}$, CB – при $\xi < 7 \text{ см}$, $SHEBA$ – при $\xi < 4 \text{ см}$. Наиболее близкими к измеренным значениям были расчеты h_i при $8 \leq \xi \leq 10 \text{ см}$, причем для любого из трех видов функций устойчивости.

Заключение

На основе численных экспериментов по воспроизведению сезонного хода толщины льда в вершине Таганрогского залива для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг. определены преобладающие типы стратификации атмосферы. Показано, что в более чем 85% случаев реализуется неустойчивый или близкий к нейтральному тип стратификации. Проведены серии расчетов с использованием постоянных коэффициентов турбулентного обмена и коэффициентов, полученных с учетом стратификации приледной атмосферы. Показано, что для условий продолжительных холодов и при наличии ледяного покрова в течение

почти всего сезона выбор какого-либо из рассмотренных видов параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью не вносит существенных различий в определение максимальной сезонной толщины льда, а также дат замерзания и очищения. Однако для условий крайней неустойчивости снежно-ледяного покрова зависимость результатов моделирования от способа определения коэффициентов турбулентного обмена может быть весьма заметной. При малых (менее $1,5 \cdot 10^{-3}$) и больших (более $1,8 \cdot 10^{-3}$) значениях коэффициентов наблюдается заметное (до 35%) завышение толщины льда по сравнению с наблюдаемыми значениями.

Расчеты с использованием как постоянных коэффициентов турбулентного обмена $C_H = C_E$, принимающих значения $1,5-1,7 \cdot 10^{-3}$, так и коэффициентов, полученных с учетом стратификации атмосферы при значениях геометрической шероховатости льда 8–10 см, дают вполне удовлетворительные результаты. Однако для более точного воспроизведения значения тепловых потоков на верхней границе ледяного покрова необходимы более тщательный подбор параметров модели и сопоставление результатов модельных расчетов с соответствующими данными натурных измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды геофизического института АН СССР. 1954. № 24(151). С. 163–187.
2. Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Влияние дискретизации термодинамической модели на воспроизведение эволюции толщины льда в Азовском море // Метеорология и гидрология. 2021. № 7. С. 79–89.
3. Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Параметризация поглощения солнечной радиации снежно-ледяным покровом в термодинамической модели льда Азовского моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 538–553. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-5-538-553>
4. Smith S. D. Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds // Journal of Physical Oceanography. 1980. Vol. 10, iss. 5. P. 709–726. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2)
5. Banke E. G., Smith S. D., Anderson R. J. Drag coefficients at AIDJEX from sonic anemometer measurements // Sea Ice Processes and Models. Seattle : University of Washington Press, 1980. P. 430–442.
6. Zilitinkevich S. S., Grachev A. A., Fairall C. W. Scaling reasoning and field data on the sea surface roughness lengths for scalars // Journal of the Atmospheric Sciences. 2001. Vol. 58, iss. 3. P. 320–325. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0320:NACRAF>2.0.CO;2
7. Andreas E. L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary-Layer Meteorology. 1987. Vol. 38, iss. 1–2. P. 159–184. <https://doi.org/10.1007/BF00121562>
8. Launiainen J. Derivation of the relationship between the Obukhov stability parameter and the bulk Richardson number for flux-profile studies // Boundary-Layer Meteorology. 1995. Vol. 76, iss 1–2. P. 165–179. <https://doi.org/10.1007/BF00710895>

9. An Improved Approach for Parameterizing Surface-Layer Turbulent Transfer Coefficients in Numerical Models / Y. Li [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2010. Vol. 137, iss. 1. P. 153–165. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9523-y>
10. *Högström U.* Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation // *Boundary-Layer Meteorology*. 1988. Vol. 42, iss. 1–2. P. 55–78. <https://doi.org/10.1007/BF00119875>
11. *Beljaars A. C. M., Holtslag A. A. M.* Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1991. Vol. 30, iss. 3. P. 327–341. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2)
12. *Cheng Y., Brutsaert W.* Flux-profile Relationships for Wind Speed and Temperature in the Stable Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2005. Vol. 114, iss. 3. P. 519–538. doi:10.1007/s10546-004-1425-4
13. SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer / A. A. Grachev [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2007. Vol. 124, iss. 3. P. 315–333. doi:10.1007/s10546-007-9177-6

Об авторах:

Завьялов Дмитрий Дмитриевич, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7444-980X**, **Scopus Author ID: 6506347014**, zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Соломаха Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5500-5763**, solomaha.ta@mhi-ras.ru

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.556
EDN: HWSWUX

Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма

И. Г. Шокурова ¹, ✉, Т. В. Пластун ¹, Т. Е. Касьяненко ¹,
Р. Р. Станичная ¹, С. Б. Крашенинникова ², Ю. В. Симонова ¹

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

² Федеральный исследовательский центр «Институт биологии южных морей
имени А. О. Ковалевского РАН», Севастополь, Россия
✉ igshokurova@mail.ru

Поступила в редакцию 28.10.2022; одобрена после рецензирования 09.02.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – анализ повторяемости, скорости и продолжительности вдольбереговых ветров, вызывающих экмановский апвеллинг у Южного берега Крыма.

Методы и результаты. Используются 6-часовые данные о компонентах скорости ветра на высоте 10 м атмосферного реанализа ERA5 за 1979–2021 гг. и данные контроля температуры на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне Морского гидрофизического института Российской академии наук. Рассматривается повторяемость и скорость юго-западных, западных и северо-западных ветров, благоприятных для развития апвеллинга у Южного берега Крыма. Расчеты по многолетнему ряду данных показали, что сезонная изменчивость повторяемости каждого из этих ветров имеет разный характер, в то время как средняя скорость изменяется одинаково, уменьшаясь от зимы к лету. Летом повторяемость западных и северо-западных ветров увеличивается, а юго-западных – уменьшается. Суммарная повторяемость этих ветров достигает наибольших значений в июне, июле, декабре и январе с максимумом в июне. Наименьшие значения повторяемости отмечаются в августе и октябре. Межгодовые изменения скорости и повторяемости ветров западных направлений приводят к изменениям количества и продолжительности апвеллингов. Получена значимая положительная связь между средней скоростью и повторяемостью этих ветров в июне и количеством апвеллингов, зафиксированных по снижению температуры воды. Коэффициенты корреляции составляют 0,74 и 0,68 соответственно.

Выводы. Ветровые условия для возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма присутствуют во все месяцы года, но наиболее благоприятные из них наблюдаются в июне, июле, декабре и январе вследствие более высокой повторяемости ветров западных направлений. Высокая скорость ветра является значимым фактором для развития апвеллинга.

Ключевые слова: апвеллинг, направление ветра, повторяемость ветра, температура морской воды, сезонная изменчивость, межгодовая изменчивость, Южный берег Крыма, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ: FNNN-2021-0002, FNNN-2021-0003, FNNN-2021-0005, а также ФИЦ ИнБИОМ: 0556-2021-0003 (№ 121041400077-1).

© Шокурова И. Г., Пластун Т. В., Касьяненко Т. Е., Станичная Р. Р., Крашенинникова С. Б., Симонова Ю. В., 2023

Для цитирования: Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма / И. Г. Шокурова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 435–447. EDN HWSWUX.


Original article

Winds Favorable for Upwellings near the Southern Coast of Crimea

I. G. Shokurova ¹, , T. V. Plastun ¹, T. E. Kasianenko ¹,
R. R. Stanichnaya ¹, S. B. Krasheninnikova ², Yu. V. Simonova ¹

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

² A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 igshokurova@mail.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at analyzing frequency, speed and duration of the along shore winds inducing the Ekman upwelling near the Southern Coast of Crimea.

Methods and Results. The 6-hour data on the wind speed components at the 10 m height derived from the ERA5 atmospheric reanalysis for 1979–2021, as well as the data of temperature monitoring performed at the Black Sea hydrophysical sub-satellite polygon of Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, are used. Frequency and speed of the winds (namely, the southwestern, western and northwestern ones) favorable for development of upwelling near the Southern Coast of Crimea are considered. The multi-year data based calculations show that the seasonal variability in frequency of each of these winds is of an individual character, whereas their average speeds change the same decreasing from winter to summer. In summer, frequency of the western and northwestern winds increases, and that of the southwestern ones – decreases. The total frequency of favorable winds is the highest in June (maximum values), July, January and December. The lowest frequency values occur in August and October. The interannual changes in speed and frequency of the westerly directions winds result in changes in the upwelling numbers and durations. A significant positive relationship was obtained between the mean speed and frequency of these winds in June and the number of upwellings recorded by a water temperature decrease. The correlation coefficients were 0.74 and 0.68, respectively.

Conclusions. The wind conditions for arising of upwelling near the Southern Coast of Crimea are observed in all the months of a year, but the most favorable ones – in June, July, December and January due to the high frequency of westerly winds. High wind speed is also a significant factor for the development of upwelling.

Keywords: upwelling, wind direction, wind frequency, seawater temperature, seasonal variability, interannual variability, Southern Coast of Crimea, Black Sea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the themes of state assignments of FSBSI FRC MHI: FNNN-2021-0002, FNNN-2021-0003, FNNN-2021-0005 and FRC IBSS: 0556-2021-0003 (№ 121041400077-1).

For citation: Shokurova, I.G., Plastun, T.V., Kasianenko, T.E., Stanichnaya, R.R., Krasheninnikova, S.B. and Simonova, Yu.V., 2023. Winds Favorable for Upwellings near the Southern Coast of Crimea. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 398-409.

Введение

Апвеллинги существенно влияют на продуктивность экосистем прибрежных зон морей [1, 2]. Подъем глубинных вод, насыщенных биогенными элементами, обеспечивает рост биомассы фитопланктона и других компонен-

тов планктонного сообщества [3]. Район прибрежной зоны Южного берега Крыма характеризуется значительной динамической активностью, о чем свидетельствуют многочисленные случаи проявления апвеллингов на поверхности моря [4–7].

В глубоководной прибрежной зоне апвеллинг возникает при вдольбереговом направлении ветра, отклоняющего за счет силы Кориолиса и вязкости поверхностную воду от берега, взамен которой подтягиваются глубинные воды. При этом в Северном полушарии берег должен находиться слева от направления ветра. Средняя глубина шельфа Южного берега Крыма составляет более 50 м (рис. 1), что превышает толщину экмановского пограничного слоя, поэтому здесь преобладают апвеллинги, возникающие при вдольбереговых ветрах с западной составляющей в векторе скорости – юго-западных, западных и северо-западных. Это подтверждается результатами численных экспериментов с использованием трехмерной гидродинамической модели [8–10], анализом данных метеонаблюдений [4] и измерений температуры на океанографической платформе в пос. Кацивели [11].

С апреля по октябрь, когда поверхностная температура выше температуры подповерхностных вод [12], апвеллинг обнаруживается в виде понижений температуры за счет подъема более холодных глубинных вод. Наиболее контрастно это проявляется в летние месяцы, когда вертикальный градиент температуры в термоклине наибольший. Такой апвеллинг определяется по температуре поверхности моря, полученной по данным контактных измерений [4], в том числе термокос, установленных в шельфовых зонах [6, 13, 14], а также по спутниковым данным [1, 7, 15]. Зимой наличие апвеллинга определить сложно вследствие увеличения толщины верхнего квазиоднородного слоя [16], в котором вертикальный градиент температуры невелик. Поэтому вода, поднимающаяся к поверхности в результате апвеллинга, слабо отличается по температуре от окружающих вод.

Возникновение апвеллинга и его масштаб зависят от ветровых условий (направление, скорость ветра и продолжительность его действия), а также от стратификации и динамических процессов в море [13, 17–20]. Актуальной задачей является анализ сезонной и межгодовой изменчивости благоприятных ветровых условий возникновения апвеллинга. При отсутствии ретроспективных данных по температуре воды косвенным свидетельством возможных случаев апвеллингов могут быть сведения о повторяемости и скорости вызывающих их ветров. Статистика ветровых условий также позволяет оценить вероятность возникновения апвеллингов в холодный сезон, когда их невозможно идентифицировать по температуре поверхности моря при отсутствии данных по солености. Такие исследования проводятся во всех районах Мирового океана [21, 22]. Несмотря на большое количество работ, посвященных изучению явления апвеллинга у Южного берега Крыма, вопрос статистики ветров, вызывающих апвеллинг, остается малоизученным.

Цель настоящей работы – провести анализ внутригодовой и межгодовой изменчивости повторяемости, скорости и продолжительности ветров западных направлений, благоприятных для возникновения апвеллингов у Южного берега Крыма.

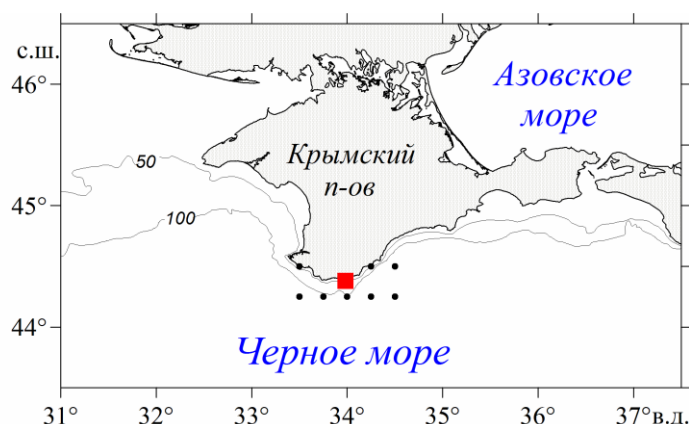
Данные и методы исследования

В работе использовались:

– 6-часовые данные о компонентах скорости ветра (u , v) на высоте 10 м с пространственным разрешением ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) атмосферного реанализа ERA5 за 1979–2021 гг. [23];

– одномоментные данные о температуре морской воды с измерительной термоксы, установленной на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института [6, 24]. Платформа расположена в прибрежной зоне Черного моря в Качивели на расстоянии ~ 450 м от берега, глубина места составляет ~ 30 м (рис. 1);

– данные контактных измерений температуры морской воды (три измерения в сутки в 08:00, 14:00 и 17:00) на глубине ~ 1 м у берега (Качивели), полученные в июне 1992–2021 гг.



Р и с. 1. Пространственное распределение данных реанализа ERA5 [23], по которым вычислялось направление ветра. Красным квадратом обозначено положение океанографической платформы

F i g. 1. Spatial distribution of the ERA5 reanalysis data [23] used to calculate wind direction. Red square indicates the position of the oceanographic platform

Характеристики ветра приводятся для района с координатами $44,25$ – $44,5^\circ$ с. ш., $33,5$ – $34,5^\circ$ в. д. (рис. 1). Направление ветра определялось для каждого 6-часового срока путем осреднения компонент скорости ветра в указанном районе и сопоставления полученного вектора с одним из восьми основных географических направлений: северным (С), северо-восточным (СВ), восточным (В), юго-восточным (ЮВ), южным (Ю), юго-западным (ЮЗ), западным (З), северо-западным (СЗ). Повторяемость каждого направления ветра определялась в процентах от общего числа случаев по всем направлениям.

Для северо-западных, западных и юго-западных ветров, благоприятных для возникновения апвеллинга у Южного берега Крыма [4, 8, 9, 11], проводится анализ сезонной и межгодовой изменчивости повторяемости отдельных направлений, суммарной повторяемости и продолжительности ситуаций

с этими ветрами. Временные ряды повторяемости и скорости ветров западных направлений сопоставляются с количеством апвеллингов, полученным на основе многолетнего временного ряда наблюдений температуры морской воды в Качивели.

Результаты и обсуждение

Апвеллинги в районе Южного берега Крыма летом 2013 г. по данным термокосы. Рассмотрим пример ситуаций с апвеллингами в районе Черноморского полигона по данным термокосы, установленной на платформе (рис. 1). Из ряда значений температуры воды на глубине 0,75 м выделялись случаи с ее резким уменьшением более чем на 5°C , что соответствует общепринятому критерию определения температурного апвеллинга [4, 7].

Летом 2013 г. с середины мая до середины августа было зафиксировано 10 случаев резкого понижения температуры. Их анализ показал, что всем приведенным событиям предшествовали юго-западные, западные и северо-западные ветры (рис. 2, таблица) с максимальной скоростью 5–9 м/с. Ветры других направлений вызывали полное или временное прекращение апвеллинга. Анализ временной последовательности направлений ветра, предшествующего апвеллингу, лишь в отдельных случаях показывает присутствие продолжительного ветра одного направления. Более частыми являются ситуации с переменным направлением ветра. Отметим, что всем случаям с понижением температуры предшествовала последовательность событий с ветрами западных направлений, действовавшими в течение суток и более.

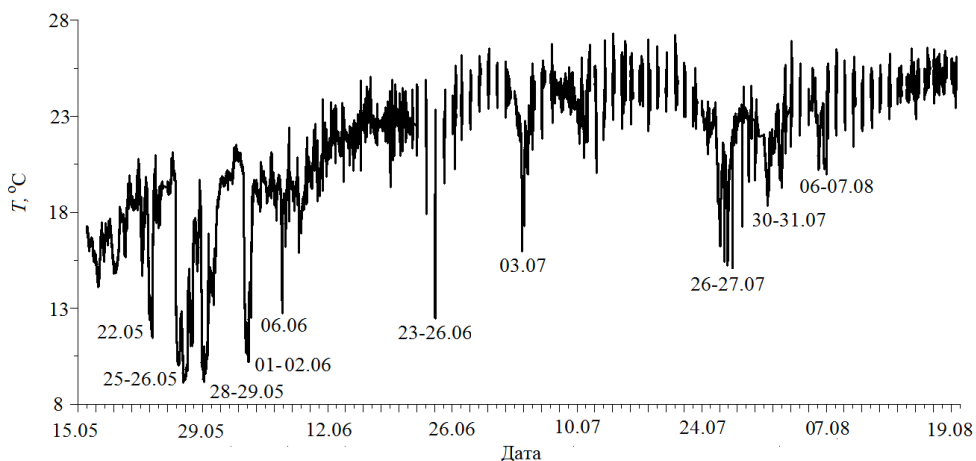


Рис. 2. Временной ряд температуры на глубине 0,75 м летом 2013 г. по данным термокосы [6]. Даты на графике – время действия апвеллинга

Fig. 2. Temperature time series at the 0.75 m depth in summer, 2013 based on the temperature sensors data [6]. The dates on the graph indicate the upwelling duration

**Характеристики апвеллингов в районе океанографической платформы
летом 2013 года**
**Upwelling characteristics in the region of the oceanographic platform
in summer, 2013**

Месяц / Month	Дата / Data	Продолжи- тельность, сут / Duration, days	Минимальная температура воды, °С / Minimum water temperature, °С	Максимальная скорость вет- ра, м/с / Max- imum wind speed, m/s	Направления ветра до начала апвеллингов / Wind directions preceding upwellings
Май / May	22	1	11,5	5	СЗ, З, ЮЗ / NW, W, SW
	25-26	2	8,2	8	
	28-29	1,5	9,5	6	
Июнь / June	01-02	2	10,2	7	СЗ, З, ЮЗ / NW, W, SW
	06	1	13,1	7	
	23-26	4	17,3	6	
Июль / July	03	1	16,2	9	СЗ, З, ЮЗ / NW, W, SW
	26-27	2	16,0	6	
	30-31	2	18,5	6	
Август / August	06-07	2	19,5	7	СЗ, З, ЮЗ / NW, W, SW

Сопоставление рядов значений температуры воды и ветра также показало, что не всегда действие ветров с западной компонентой сопровождается понижением температуры на поверхности моря. В двух ситуациях (9–10 и 15–16 июня) присутствовал ветер, благоприятный для возникновения апвеллинга, однако резкое понижение температуры наблюдалось на глубинах 6 и 8 м и не проявлялось на глубине 0,75 м. Это свидетельствует о неполном апвеллинге, когда глубинные воды не достигают поверхности моря [6, 13].

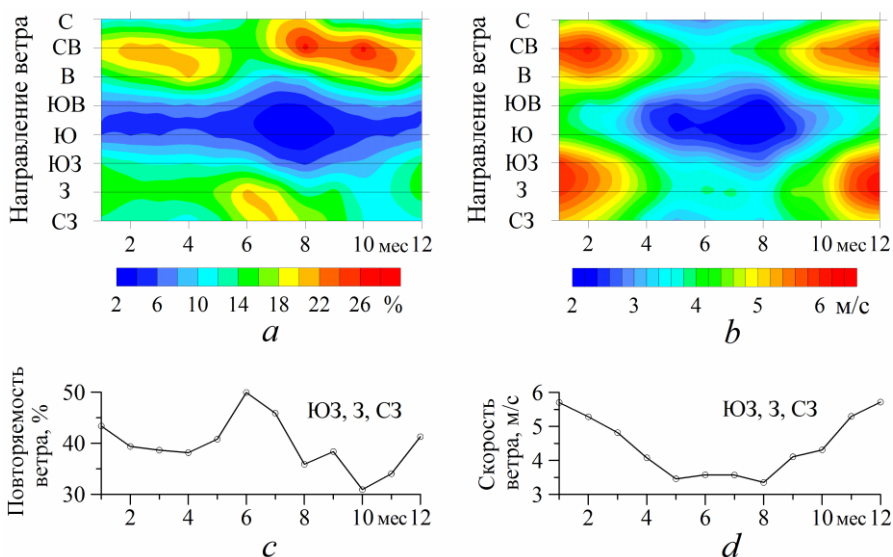
Таким образом, приведенный анализ соответствует результатам исследований [4, 8, 9, 11] и показывает, что у Южного берега Крыма резкое понижение температуры поверхности моря за счет поднятия холодных глубинных вод в большинстве случаев происходит в результате действия юго-западного, западного и северо-западного ветров.

Сезонная изменчивость повторяемости и скорости юго-западных, западных и северо-западных ветров в районе Южного берега Крыма. На основе данных реанализа ERA5 рассмотрим сезонную изменчивость повторяемости и скорости ветров, способных вызвать апвеллинг в указанном районе Черного моря. Так как в среднем частота появления каждого из этих ветров изменяется в зависимости от сезона года [12], будем рассматривать не только их суммарную повторяемость, но и вклад каждого направления.

Ветер северо-западного направления наиболее часто наблюдается в летние месяцы с максимальной частотой в июле (рис. 3, а). Западный ветер преобладает в первой половине года с максимальной частотой в июне, в августе его повторяемость уменьшается. Частота появления западного ветра в июне и северо-западного в июле составляет более 20% и превышает вклад северо-восточного ветра, доминирующего в течение всех остальных месяцев (рис. 3, а).

Юго-западный ветер чаще наблюдается в зимние и весенние месяцы, с июля по сентябрь он имеет низкую повторяемость с минимумом в августе.

Максимальная суммарная повторяемость ветров западных направлений отмечается в июне и составляет 50% от общего числа случаев (рис 3, *c*), что создает благоприятные условия для развития апвеллингов. Высокая частота появления таких ветров также отмечается в июле, декабре и январе. Низкая суммарная частота появления ветров западных направлений наблюдается в августе, октябре и ноябре, что связано с увеличением в эти месяцы доли северо-восточного ветра (рис. 3, *a*) [25].



Р и с. 3. Сезонная изменчивость повторяемости направлений ветра (*a*), средней скорости (*b*), суммарной повторяемости юго-западных, западных и северо-западных ветров (*c*) и их средней скорости (*d*) в районе Южного берега Крыма по данным ERA5 за 1979–2021 гг.

F i g. 3. Seasonal variability of wind direction frequency (*a*) and average speed (*b*), total frequency (*c*) and average speed (*d*) of the southwestern, western and northwestern winds near the Southern Coast of Crimea based on the ERA5 data for 1979–2021

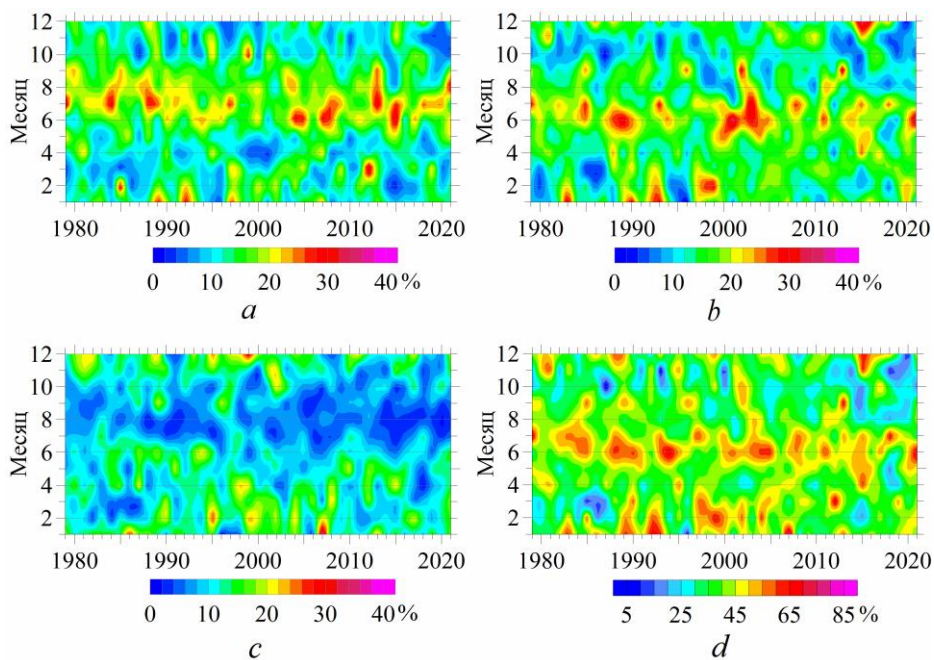
Полученная с использованием реанализа ERA5 внутригодовая изменчивость повторяемости ветров западных направлений хорошо соответствует результатам обработки многолетних данных измерений температуры воды на метеостанциях Южного берега Крыма и океанографической платформе в Качивели в летний сезон [4, 11]. В Ялте, Алуште и Качивели наибольшее количество апвеллингов наблюдается в июне, когда отмечается максимум повторяемости ветров западных направлений. В августе происходит уменьшение количества апвеллингов по сравнению с июнем и июлем, что согласуется с уменьшением повторяемости указанных ветров (рис. 3, *a*).

Средняя скорость ветров с западной составляющей имеет наибольшие значения в ноябре – феврале (5,3–6,0 м/с), что является благоприятным фактором для развития апвеллингов в это время года. В мае – августе наблюдаются невысокие значения средней скорости, 3–4 м/с (рис. 3, *b*, *d*).

Межгодовая изменчивость повторяемости и скорости юго-западных, западных и северо-западных ветров в районе Южного берега Крыма. Диаграммы на рис. 4 показывают, что межгодовая изменчивость повторяемости ветров западных направлений проявляется главным образом в значительном изменении самих величин повторяемости. При этом особенности сезонной изменчивости сохраняются в течение всего периода исследования.

Повторяемость северо-западного ветра увеличивается в летние месяцы (рис. 4, *a*) с высокими значениями в июле, а западного ветра – с апреля по июль с высокими значениями в июне (рис. 4, *b*).

Юго-западный ветер имеет стабильно низкую повторяемость с июля по сентябрь (рис. 4, *c*), что вносит отрицательный вклад в суммарную повторяемость ветров западных направлений в июле и августе. В результате максимум суммарной повторяемости наблюдается в июне (рис. 3, *a*; 4, *d*). Высокие значения также отмечаются в зимние месяцы (рис. 4, *d*).



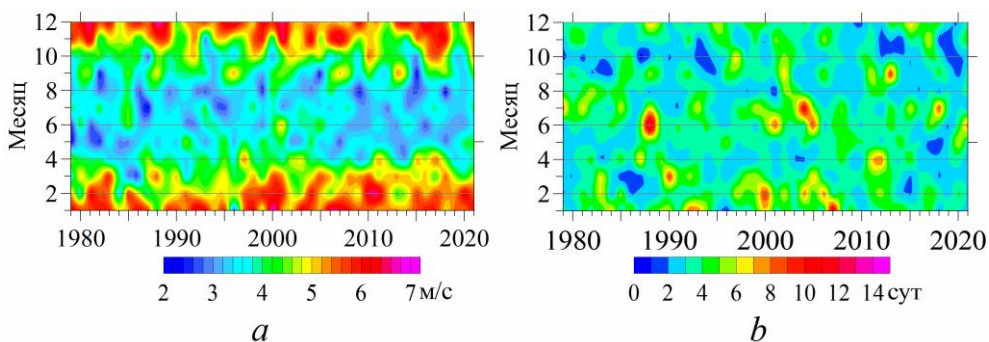
Р и с. 4. Среднемесячная повторяемость северо-западных (*a*), западных (*b*), юго-западных (*c*) ветров и их суммарная повторяемость (*d*) в 1979–2021 гг. по данным ERA5 в районе Южного берега Крыма

F i g. 4. Monthly average frequency of northwestern (*a*), western (*b*) and southwestern (*c*) winds, and their total frequency (*d*) near the Southern Coast of Crimea in 1979–2021 based on the ERA5 data

Особенности частоты появления северо-западных и юго-западных ветров в летние месяцы (рис. 4, *a*, *c*) связаны с преобладанием в это время над южной частью Азии области низкого давления (азиатская депрессия), распространяющейся до Черного моря [26]. При таком распределении приземного давления создаются условия для увеличения частоты северо-западных ветров, а юго-западные ветры становятся редкими [12, 27].

Во все годы высокая скорость ветров западных направлений преобладает с ноября по март (рис. 5, *a*). Высокие среднемесячные значения скорости наблюдаются также и в теплое время года. Например, средняя скорость ветров повышалась в июне 2001 г., в сентябре 1988, 1996, 2007 и 2013 гг. (рис. 5, *a*).

Таким образом, в каждом сезоне выделяются годы с высокими и низкими значениями повторяемости и скорости ветра, что может сопровождаться изменением количества и продолжительности случаев с апвеллингами.



Р и с. 5. Среднемесячная скорость юго-западных, западных и северо-западных ветров (*a*) и максимальная продолжительность их действия (*b*) в районе Южного берега Крыма в 1979–2021 гг.

F i g. 5. Monthly average speed of southwestern, western and northwestern winds (*a*), and maximum duration of their action (*b*) near the Southern Coast of Crimea in 1979–2021

Продолжительность ситуаций с действием благоприятных для возникновения апвеллинга ветров. Ветры западных направлений разной продолжительности (от одного 6-часового срока до нескольких суток) наблюдаются во все месяцы года. В среднем в каждом месяце присутствуют 4–5 ситуаций с действием юго-западных, западных и северо-западных ветров продолжительностью сутки и более.

Наиболее продолжительные ситуации получены для следующих дат: 12–26 июня 1988 г. (более 14 дней), 1–13 июня 2021 г. (13 дней), 10–22 января 2007 г. (12 дней), 21 июня – 2 июля 2004 г. (11 дней), 29 августа – 8 сентября 2013 г. (10 дней) (рис 5, *b*).

Межгодовая изменчивость количества апвеллингов в июне по многолетним наблюдениям. Для сопоставления количества апвеллингов с повторяемостью и скоростью благоприятных ветров рассмотрим ряд многолетних наблюдений июньской температуры морской воды за 1992–2021 гг. Выбор месяца связан с тем, что в июне толщина верхнего прогретого слоя меньше по сравнению с другими летними месяцами [12]. Кроме того, в это время наблюдается наибольшая повторяемость ветров западных направлений (рис. 3, *c*). Эти факторы являются благоприятными для проявления апвеллинга на поверхности моря.

Будем учитывать сумму измерений с резким понижением температуры (соответствующих началу апвеллинга) и измерений с сохраняющейся низкой

температурой, свидетельствующей о поддерживающем апвеллинг действии ветра. Сравним межгодовую изменчивость этих значений с повторяемостью и средней скоростью ветров западных направлений (рис. 6).



Р и с. 6. Суммарная повторяемость, средняя скорость юго-западных, западных и северо-западных ветров по данным реанализа *ERA5* и суммарное количество измерений с пониженной температурой (апвеллинг) в Кацивели в июне 1992–2021 гг.

F i g. 6. Total frequency and mean speed of southwestern, western and northwestern winds based on the *ERA5* reanalysis data, and total number of the measurements with low temperature (upwelling) in Katsiveli in June, 1992–2021

Коэффициент корреляции между количеством измерений с апвеллингами и значениями средней скорости ветров западных направлений составляет 0,74, значениями повторяемости этих ветров – 0,68. Следовательно, высокая повторяемость и высокая скорость ветра сопровождается увеличением количества ситуаций с пониженной температурой воды, как, например, в июне 2001, 2005, 2011 и 2021 гг. (рис. 4, *d*; 5, *a*; 6). Низкая повторяемость ветров западных направлений и их низкая скорость приводили к уменьшению количества апвеллингов в июне 1999, 2009 и 2016 гг. Таким образом, межгодовые изменения повторяемости и скорости ветров западных направлений приводят к изменению количества апвеллингов.

Заклучение

Сопоставление случаев появления апвеллингов (по данным о температуре морской воды) с направлением ветра (по данным реанализа *ERA5*) показывает, что апвеллинги в районе Южного берега Крыма в основном вызываются синоптическими ситуациями с ветрами западных направлений.

Ветровые условия для возникновения экмановского апвеллинга у Южного берега Крыма существуют в течение всего года, но для каждого сезона имеются свои особенности, проявляющиеся в изменении скорости и повторяемости благоприятных для апвеллинга ветров. Скорость юго-западных, западных и северо-западных ветров имеет максимальные значения в зимние месяцы, что в совокупности с высокой повторяемостью этих ветров должно приводить к увеличению количества апвеллингов. В летние месяцы скорость ветра уменьшается, но в июне увеличивается суммарная повторяемость благоприятных ветров, что также может способствовать увеличению количества

апвеллингов. Это подтверждается статистически значимой положительной связью количества апвеллингов в июне с повторяемостью и скоростью ветров западных направлений. Наиболее низкие значения скорости и повторяемости этих ветров наблюдаются в августе и октябре.

Актуальными для дальнейших исследований являются вопросы анализа связи характеристик апвеллинга с ветровыми и температурными индексами, а также с условиями стратификации и динамическими процессами в море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sur H. İ., Özsoy E., Ünlüata Ü.* Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea // *Progress in Oceanography*. 1994. Vol. 33, iss. 4. P. 249–302. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90020-5)
2. Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling / F. F. Pérez [et al.] // *Global Change Biology*. 2010. Vol. 16, iss. 4. P. 1258–1267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02125.x>
3. *Chavez F. P., Messié M.* A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // *Progress in Oceanography*. 2009. Vol. 83, iss. 1–4. P. 80–96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>
4. *Ловенкова Е. А., Полонский А. Б.* Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 5. С. 44–52.
5. *Тужилкин В. С., Новиков А. А.* Климатические проявления апвеллинга в российской прибрежной зоне Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2011. № 6. С. 43–53.
6. *Толстошеев А. П., Мотыжев С. В., Лунев Е. Г.* Результаты долговременного мониторинга вертикальной термической структуры шельфовых вод на Черноморском гидрофизическом полигоне РАН // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 1. С. 75–87. doi:10.22449/0233-7584-2020-1-75-87
7. *Станичная Р. Р., Станичный С. В.* Апвеллинги Черного моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18, № 4. С. 195–207. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-4-195-207
8. *Иванов В. А., Михайлова Э. Н.* Апвеллинг в Черном море. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 92 с.
9. *Михайлова Э. Н., Музылёва М. А., Полонский А. Б.* Пространственно-временная изменчивость характеристик апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма в 2005–2008 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2009. Вып. 20. С. 160–170.
10. *Полонский А. Б., Музылёва М. А.* Современная пространственно-временная изменчивость апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2016. № 4. С. 96–108. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-4-96-108>
11. *Куклин А. К., Куклина Н. Я., Шабалина О. А.* Температура морской воды в районе океанографической платформы в Кацивели // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2014. Вып. 28. С. 186–194.
12. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.

13. Сильвестрова К. П., Зацепин А. Г., Мысленков С. А. Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 4. С. 521–530. <https://doi.org/10.7868/S0030157417040013>
14. Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос / В. В. Очердник [и др.] // *Океанология*. 2020. Т. 60, № 2. С. 173–185. doi:10.31857/S0030157420010189
15. Структура и межгодовая изменчивость характеристик прибрежного черноморского апвеллинга на основе данных спутникового мониторинга / Р. В. Боровская [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2008. № 2. С. 26–36.
16. Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием / А. А. Кубряков [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 5. С. 449–468. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-449-468
17. Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean coast of the Black Sea / G. Gawarkiewicz [et al.] // *Continental Shelf Research*. 1999. Vol. 19, iss. 8. P. 977–1005. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(99\)00003-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(99)00003-5)
18. Lehmann A., Myrberg K. Upwelling in the Baltic Sea – A review // *Journal of Marine Systems*. 2008. Vol. 74, Supplement. P. S3–S12. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.02.010>
19. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 2. С. 203–214. doi:10.7868/S0030157416020222
20. Kämpf J., Chapman P. The Functioning of Coastal Upwelling Systems // *Upwelling Systems of the World. A Scientific Journey to the Most Productive Marine Ecosystems*. Cham : Springer, 2016. P. 31–65. https://doi.org/10.1007/978-3-319-42524-5_2
21. New Insights about Upwelling Trends off the Portuguese Coast: An ERA5 Dataset Analysis / S. Ferreira [et al.] // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. Vol. 10, iss. 12. 1849. doi:10.3390/jmse10121849
22. Sporadic wind-driven upwelling/downwelling and associated cooling/warming along Northwestern Mediterranean coastlines / R. Odic [et al.] // *Continental Shelf Research*. 2022. Vol. 250. 104843. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104843>
23. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146, iss. 730. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
24. Black Sea GIS developed in MHI / E. Zhuk [et al.] // *Proceedings of SPIE 2016*. Vol. 9688. Fourth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment. (RSCy2016). 96881C. <https://doi.org/10.1117/12.2241631>
25. Шокуров М. В., Шокурова И. Г. Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Черного моря при различных ветровых режимах // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 6. С. 13–26. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-13-26
26. Trenberth K. E., Paolino Jr. D. A. The Northern Hemisphere Sea-Level Pressure Data Set: Trends, Errors and Discontinuities // *Monthly Weather Review*. 1980. Vol. 108, iss. 7. P. 855–872. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0855:TNHSLP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0855:TNHSLP>2.0.CO;2)
27. Шокурова И. Г., Кубряков А. А., Шокуров М. В. Влияние долговременных изменений крупномасштабного поля приземного давления на ветровой режим и завихренность напряжения трения ветра в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 2. С. 179–194. doi:10.22449/0233-7584-2021-2-179-194

Об авторах:

Шокурова Ирина Геннадьевна, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3150-8603**, **WOS ResearchID: C-8223-2016**, igshokurova@mail.ru

Пластун Татьяна Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-7685-7455**, **WOS ResearcherID: AAC-1888-2022**, ptv63@inbox.ru

Касьяненко Татьяна Евгеньевна, ведущий инженер-программист, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0009-0002-9178-3698**, kte1969@mail.ru


Станичная Римма Ризовна, научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5041-519X**, **WOS ResearcherID: F-9006-2014**, rrsta@mail.ru

Крашенинникова Светлана Борисовна, старший научный сотрудник, отдел функционирования морских экосистем, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ РАН (299011, Россия, г. Севастополь, проспект Нахимова, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0777-233X**, **WoS ResearcherID: AAR-8724-2020**, svetlanabk@mail.ru

Симонова Юлия Викторовна, младший научный сотрудник, Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-8075-8748**, **WoS ResearcherID: GYU-2700-2022**, julia.simonova.0502@gmail.com

Тенденции и региональные особенности изменчивости термических условий северо-восточной части Тихого океана севернее 30° с. ш. в последние четыре десятилетия

И. Д. Ростов , Е. В. Дмитриева, Н. И. Рудых

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева
Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
 *rostov@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 10.11.2022; одобрена после рецензирования 08.12.2022;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Выявить региональные особенности современных климатических изменений температуры воды в северо-восточной части внетропической зоны Тихого океана, оценить характеристики температурных трендов на поверхности и в верхнем слое океана и их связи с крупномасштабными процессами в океане и атмосфере – цель настоящей работы.

Методы и результаты. На основе климатических массивов NOAA с использованием статистических методов анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций определены характеристики межгодовой изменчивости температуры воды на поверхности и в верхнем 1000-метровом слое различных районов исследуемой акватории. Дана количественная оценка температурных трендов, корреляционных связей с влияющими факторами и их статистической значимости для отдельных 20-летних периодов последних 40 лет.

Выводы. В первые десятилетия XXI в. тренды потепления явно выражены на поверхности и в верхнем 200-метровом слое северо-восточного и центрального районов акватории. По сравнению с предшествующим 20-летним периодом величина положительных трендов ТПО в среднем по всей акватории увеличилась примерно в 4 раза. За последние два десятилетия теплосодержание верхнего 200-метрового слоя увеличилось на 5%, а всего 1000-метрового – на 2%, что в 1,5 раза меньше, чем в северо-западном секторе внетропической зоны Тихого океана, где в отличие от поверхности потепление толщи вод проходило более высокими темпами. В целом по исследуемому району корреляционные связи колебаний теплосодержания верхнего 200-метрового слоя океана с изменениями влияющих факторов проявляются через климатические индексы *NPGO*, *PDO*, *NP*, *PNA*, *SOI*, *AD* и градиенты атмосферного давления между ведущими центрами действия атмосферы.

Ключевые слова: северо-восточная часть Тихого океана, внетропическая зона, современные климатические изменения, региональные особенности, температура воды, теплосодержание, тренды потепления, климатические индексы, корреляционные связи

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН по теме 0211-2021-0008, регистрационный № 121021700346-7. Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать климатические данные, размещенные на сайтах NOAA. Авторы признательны рецензенту за конструктивные замечания.

Для цитирования: Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Тенденции и региональные особенности изменчивости термических условий северо-восточной части Тихого океана севернее 30° с. ш. в последние четыре десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 448–466. EDN SLYDJV.

Trends and Regional Features of Variability of the Northeast Pacific Ocean Thermal Conditions North of 30° N over the Last Four Decades

I. D. Rostov ✉, E. V. Dmitrieva, N. I. Rudykh

*V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia*
✉ rostov@poi.dvo.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at revealing the regional features of modern climatic changes in water temperature in the northeastern extratropical zone of the Pacific Ocean, at assessing the characteristics of temperature trends on the ocean surface and in its upper layer and their relationship with the large-scale processes in the ocean and atmosphere.

Methods and Results. Based on the NOAA climatic data sets, and using the statistical methods of analysis and the apparatus of empirical orthogonal functions, the characteristics of the interannual variability of water temperature on the surface and in the upper 1000-meter layer were determined in different regions of the area under study. Temperature trends, correlations with the influencing factors and their statistical significance for some 20-year periods of previous 40 years were quantitatively assessed.

Conclusions. In the first decades of the 21st century, the warming trends are explicit on the surface and in the upper 200-meter layer of the northeastern and central regions of the area. As compared to the previous 20-year period, the magnitude of positive SST trends increased, on average, by about 4 times over the entire water area. In course of the past two decades, the heat content of the upper 200-meter layer increased by 5% and that of the whole 1000-meter layer – by 2%, which is 1.5 times less than in the northwestern sector of the Pacific extratropical zone where, unlike the surface, the rate of water column warming was higher. As for the area under study, on the whole, the correlations between the heat content fluctuations in the upper 200-meter ocean layer and the changes in influencing factors are manifested through the climatic indices *NPGO*, *PDO*, *NP*, *PNA*, *SOI*, *AD* and the atmospheric pressure gradients between the leading centers of the atmosphere action.

Keywords: northeastern part of the Pacific Ocean, extratropical zone, modern climate changes, regional features, water temperature, heat content, warming trends, climate indices, correlations

Acknowledgments: the work was carried out within the framework of the state assignment of POI FEB RAS on theme 0211-2021-0008. State registration No. 121021700346-7. The authors are thankful to the program developers for the possibility to use the climatic data posted on the NOAA sites. The authors are grateful to the reviewer for constructive comments.

For citation: Rostov, I.D., Dmitrieva, E.V. and Rudykh, N.I., 2023. Trends and Regional Features of Variability of the Northeast Pacific Ocean Thermal Conditions North of 30° N over the Last Four Decades. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 410-427.

Введение

Исследуемый район акватории Тихого океана на севере ограничен дугой Алеутских о-вов, в восточной и северо-восточной частях – побережьем Северной Америки, на западе – меридианом 180°, на юге – 30° с. ш. Его северная часть расположена в области распространения трансформированной субарктической структуры вод, южная – субтропической, а центральная принадлежит к переходной области, в которой между 40–45° с. ш. находится зона субаркти-

ческого (северного полярного) фронта, который в заливе Аляска распространяется до 57° с. ш. [1] и постепенно размывается в направлении с запада на восток. В этой полосе наблюдается переход от теплых и соленых субтропических вод к холодным, более пресным субарктическим водам [2] и прослеживаются Субарктическое и Северо-Тихоокеанское течения, направленные на восток [3–5]. По мере продвижения к побережью Северной Америки их общий поток раздваивается. Северная ветвь образует циклонический Аляскинский круговорот, включающий Аляскинское течение, движущееся на северо-запад у побережья Аляски и далее на юго-запад вдоль Алеутских о-вов. Другая ветвь отклоняется на юго-восток, образуя поток прибрежного Калифорнийского течения в системе субтропического круговорота [3]. Под влиянием сильной стратификации сезонные изменения температуры воды (T_w) на различных горизонтах в этой области наблюдаются в основном в верхнем слое 100–250 м. На глубине 100 м фаза сезонного цикла колебаний температуры отстает от фазы на поверхности на два-три месяца [6, 7]. Как отмечалось ранее [8], погодноклиматические условия в этом районе зависят от взаимодействия трех основных барических образований, являющихся сезонными центрами действия атмосферы (ЦДА): алеутского минимума (алеутской депрессии), северотихоокеанского (гавайского) максимума и сибирского зимнего антициклона, определяющих характеристики теплообмена между океаном и атмосферой, поля давления, ветра и состояния верхнего слоя океана. Глобальное потепление оказывает влияние на распределение давления в атмосфере и отдельных ЦДА, а также на силу и расположение струйных течений над полярно-фронтальной зоной – областью резкого теплового контраста между холодным полярным и теплым тропическим воздухом. Характеристики ЦДА и струйных течений являются движущими факторами погоды в средних широтах [9].

В исследуемом районе располагается ареал обитания и нагула различных видов тихоокеанских лососей, нерестящихся в реках прибрежной зоны тихоокеанской субарктики и являющихся важнейшим объектом промысла. Современные климатические изменения, происходящие в различных геосферах, способны вызвать разрушительное воздействие на морские экосистемы и негативные экономические последствия. Так, с 2013 г., после завершения паузы в глобальном потеплении [10, 11], обычным и распространенным явлением в северо-восточной части Тихого океана стали так называемые морские волны тепла – локальные области с экстремально высокими температурами на поверхности океана (ТПО), связанные с атмосферными воздействиями [12–15]. В 2014–2016 и 2019–2020 гг. эти области с аномалиями ТПО до $2,5\text{--}3^\circ\text{C}$ распространились вдоль западного побережья Северной Америки и на большую часть северо-востока Тихого океана, формируя трехмерные термические структуры, охватывающие верхний слой океана толщиной несколько сотен метров и сохраняющиеся длительное время [12]. Во время этих событий фаза изменений T_w на горизонтах 200–300 м отставала от изменений ТПО на несколько месяцев [14, 15]. Эти явления оказали беспрецедентное биологическое воздействие на многочисленные трофические уровни морской экосистемы, количество различных таксонов зоопланктона и, как следствие, на биомассу рыбных запасов [15, 16].

Связи интенсивности, продолжительности и масштабов этого явления с характеристиками поля атмосферного давления, ветра и фазами таких крупномасштабных процессов взаимодействия атмосферы и океана, как Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), десятилетнее (*PDO*) и междесятилетнее (*IPO*) тихоокеанские колебания, сложны и неоднозначны, так как имеют множество перекрывающихся пространственных и временных масштабов [17] и являются предметом продолжающихся исследований. В них отмечается, что последние 6–7 лет стали одними из самых теплых в истории наблюдений в исследуемом районе. К этому времени пауза в глобальном потеплении завершилась, после 2016 г. произошло ослабление алеутской депрессии, а индекс интенсивности крупномасштабного северотихоокеанского циклонического круговорота (*NPGO*), отражающий тенденции колебаний ветрового режима, уровня океана и ТПО, перешел в отрицательную фазу.

В целом по району Тихоокеанской субарктики тенденции потепления за последние 4 десятилетия выражены в трендах межгодовой изменчивости температуры воздуха и ТПО (в среднем $\sim 0,20^\circ\text{C}/10$ лет) с существенными региональными различиями (в 1,5–2 раза) происходящих изменений [8, 18]. При этом на западе региона скорость потепления выше, чем на востоке, где температурные тренды за указанный период были минимальны или статистически не значимы. Вместе с тем под влиянием сдвигов климатического режима, наблюдаемых в последние десятилетия, выделяются отдельные фазы с различной скоростью потепления [19], поэтому оценки трендов температуры за эти периоды, как и интерпретация их причин, чувствительны к периоду расчета и могут отличаться от оценок для многолетнего периода [20, 21]. Так, в интервале 1998–2013 гг. темпы роста глобальной средней приземной температуры замедлились по сравнению со второй половиной XX в., что являлось предметом целенаправленных исследований [14]. С этим феноменом тесно связаны характеристики вертикальной структуры трендов температуры воды и теплосодержания, которые изучены недостаточно вследствие относительно небольшого количества данных океанографических наблюдений в этом районе. В последние годы в ходе исследований климата океана находят все более широкое применение перспективные системы (модели) усвоения (ассимиляции) океанографических данных, такие как *SODA* и *GODAS* [22]. Так, за период 2000–2021 гг. в исследуемом районе доля информации, поступающей в базы данных [23] и систему *GODAS* с наблюдательной сети ныряющих буев *ARGO*, увеличилась до 127,1 тыс. профилей (без учета Берингова моря). Далее в настоящей работе использовались данные *GODAS* по T_w именно за последний 20-летний период.

Цель исследований – выявить региональные особенности современных климатических изменений температуры воды в северо-восточной части внетропической зоны Тихого океана за отдельные 20-летние периоды, определить количественные характеристики температурных трендов на поверхности и в верхнем слое океана и оценить их связи с крупномасштабными процессами в океане и атмосфере.

Данная работа является продолжением исследований авторами особенностей межгодовой изменчивости термических характеристик воды и воздуха на акваториях тихоокеанской субарктики и северо-западной части внетропической зоны Тихого океана, которые наблюдаются в условиях современного глобального потепления [8, 18, 24].

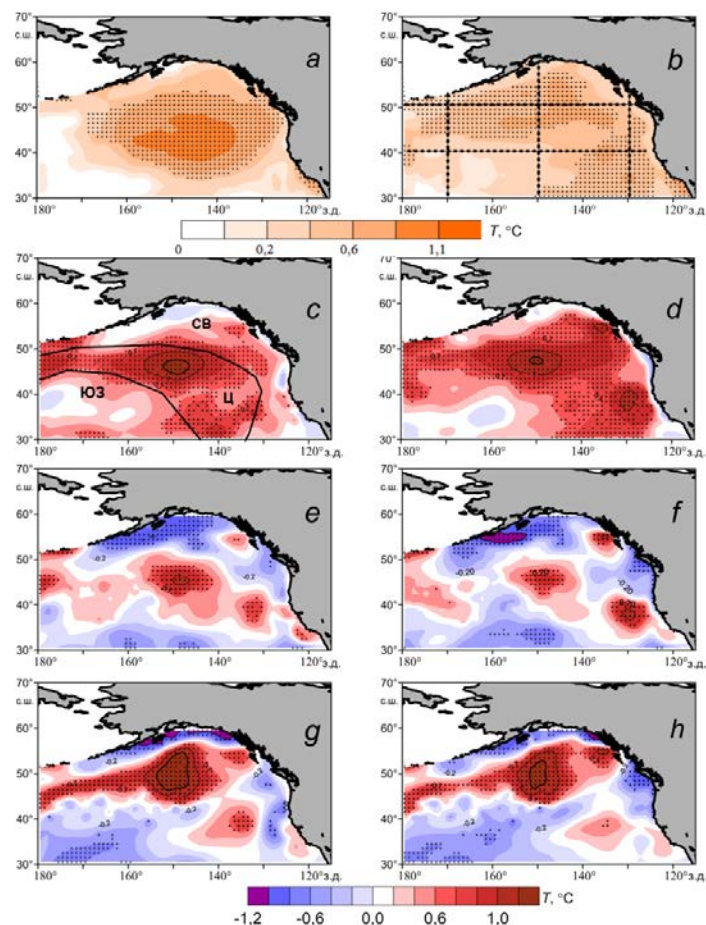
Данные и методы

Использовались следующие данные климатических массивов NOAA:

– по температуре на поверхности океана за 1982–2021 гг. (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>);

– по T_w на различных горизонтах системы усвоения океанографических данных GODAS [22] (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html>) за 2000–2021 гг.;

– данные реанализа полей давления, ветра и потоков тепла на поверхности океана и ряды климатических индексов (КИ) [24] (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html>, и <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>).



Р и с. 1. Тренды аномалий ТПО ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) (*a, b*) и нормализованных величин аномалий интегральной температуры ΔQ_T (усл. ед./10 лет) в слоях 5–200 м (*c, d*), 200–460 м (*e, f*) и 460–950 м (*g, h*) в теплый (слева) и холодный (справа) сезоны 2002–2021 гг. Здесь и далее крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95% [8]. На фрагменте *b* показано расположение разрезов, на фрагменте *c* – выделенных по теплоту сезону районов (CB, Ц и ЮЗ)

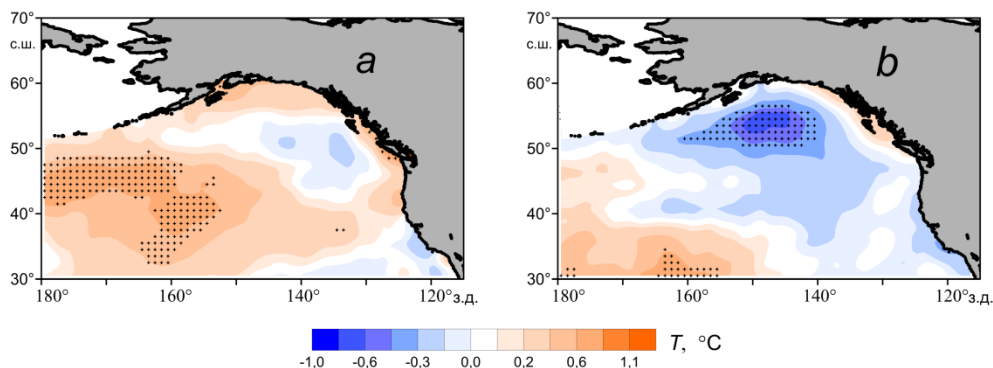
F i g. 1. Values of the SST trend ($^{\circ}\text{C}/10$ years) (*a, b*) and the normalized heat content anomalies ΔQ_T , (non-dimensional units/10 years) in the layers 5–200 m (*c, d*), 200–460 m (*e, f*) and 460–950 m (*g, h*) in the warm (left) and cold (right) seasons in 2002–2021. Here and below, crosses denote the grid nodes where the estimates are 95% statistically significant [8]. Fragment *b* shows the locations of sections, and fragment *c* – the selected warm-season areas (NE, C and SW)

Дополнительно вычислялся индекс разности атмосферного давления на уровне моря между ЦДА – гавайским максимумом и алеутским минимумом ($H-NP$). Статистический анализ и разложение полей аномалий исследуемых рядов на главные компоненты эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) проводились по единой методике [8, 24] для теплого, летнего (июнь – сентябрь) и холодного, зимнего (ноябрь – март) сезонов (периодов) года. Также были рассчитаны величины аномалий интегральной температуры (ΔQ_T) – показателя теплосодержания [25] в узлах сетки $0,3^\circ \times 1^\circ$ для различных слоев от приповерхностного до 1000 м. По данным о межгодовой изменчивости ΔQ_T в слое 5–200 м с использованием методов ЭОФ и кластерного анализа в пределах исследуемой акватории были выделены три района: северо-восточный (СВ), центральный (Ц) и юго-восточный (ЮВ) (рис. 1, с). В результате осреднения сеточных данных в пределах этих районов были сформированы ряды межгодовых колебаний аномалий T_w на различных горизонтах и интегральной температуры в отдельных слоях: верхнем (5–200 м), промежуточном (200–460 м) и глубинном (460–950 м).

Особенности пространственной и межгодовой изменчивости температуры воды

В границах северо-восточного района располагается система вод Аляскинского круговорота, а также холодных Аляскинского и Калифорнийского течений. В секторе центрального района выделяется переходная или область смешения вод двух структурных зон, а в юго-западном районе распространены преимущественно субтропические воды [3, 5] (рис. 1, с).

При сопоставлении рис. 1, а, b и 2 видно, что, несмотря на замедление темпов роста ТПО и паузы в глобальном потеплении с конца 90-х гг., современный 20-летний период начала XXI в. отличался более высокими темпами потепления, чем в конце XX в. Это подтверждается и соответствующими количественными оценками, приведенными в табл. 1.



Р и с. 2. Тренды аномалий ТПО ($^\circ\text{C}/10$ лет) за теплый (*a*) и холодный (*b*) сезоны 1982–2001 гг.
Fig. 2. Values of the SST trends ($^\circ\text{C}/10$ years) in warm (*a*) and cold (*b*) seasons in 1982–2001

Таблица 1
Table 1

Тенденции межгодовых изменений аномалий ТПО в исследуемых районах за 1982–2001 и 2002–2021 гг.
Trends in interannual changes of the SST anomalies in the identified domains for two periods: 1982–2001 and 2002–2021

Район / Area	σ^2	b	D	tr	b_w/b_w	b_c/b_c
1982–2001						
СВ / NE	0,12	0,02	0	0,0	0,13	-0,13
Ц / С	0,20	0,02	0	0,0	0,24	-0,11
ЮЗ / SW	0,20	0,30	16	0,6	0,47	0,23
Вся акватория / Whole area	0,06	0,10	5	0,2	0,28	0,00
2002–2021						
СВ / NE	0,37	0,41	20	0,8	0,41	0,48
Ц / С	0,35	0,56	39	1,1	0,73	0,53
ЮЗ / SW	0,18	0,34	15	0,7	0,35	0,30
Вся акватория / Whole area	0,17	0,44	40	0,9	0,49	0,44

Примечание. σ^2 – дисперсия среднегодовой ТПО; b – коэффициент наклона линейного тренда среднегодовой температуры ($^{\circ}\text{C}/10$ лет); D – вклад тренда в суммарную дисперсию (%); tr – тренд за период наблюдений ($^{\circ}\text{C}$); b_w , b_c – величина b для теплого и холодного сезонов. Здесь и в других таблицах полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

Note. σ^2 is the variance of the average annual SST; b is the slope coefficient of the average annual temperature linear trend ($^{\circ}\text{C}/10$ years); D is the trend contribution to the total variance (%); tr is the trend over the observation period ($^{\circ}\text{C}$); b_w , b_c are the values of b for the warm and cold seasons. Here and in the other tables, statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold.

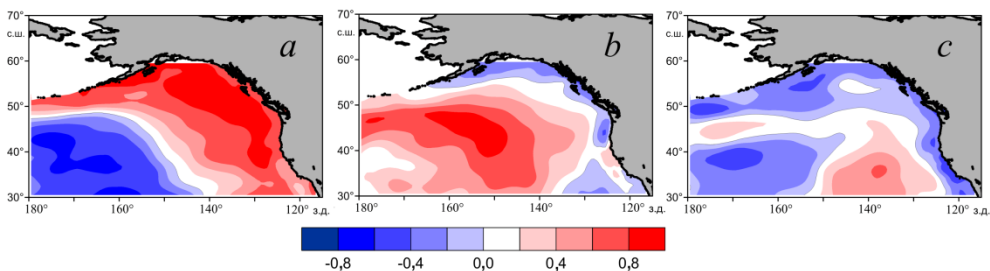
В первые десятилетия XXI в. тренды потепления верхнего 1000-метрового слоя как в теплый, так и в холодный сезон лучше всего выражены на поверхности и в верхнем 200-метровом слое северо-восточного и центрального районов (рис. 1, $a-d$). В отдельные годы этого периода (2014–2016 и 2019–2020 гг.) наблюдались экстремальные аномалии среднегодовых величин ТПО (в среднем по районам $\sim 1,3^{\circ}\text{C}$). По сравнению с этими годами в предшествующий 20-летний период (1982–2001 гг.) тренды межгодового хода ТПО были значительно ослаблены (рис. 2).

В холодный сезон периода 1982–2001 гг. наблюдалось аномальное похолодание на поверхности океана в районах СВ и Ц (табл. 1, рис. 2, b) в области циклонического Аляскинского круговорота, которое происходило одновременно с его усилением [4]. В течение второго периода на фоне возрастания дисперсии колебаний аномалий ТПО (АТПО) величина положительных трендов в среднем по всей акватории увеличилась примерно в 4 раза, т. е. рост ТПО значительно ускорился (табл. 1). В этом заключается отличие рассматриваемой акватории от района северо-западной части внетропической зоны Тихого океана [24], где наблюдалась противоположная тенденция. Как было показано

ранее [18], межгодовые колебания АТПО в этих районах находятся в противофазе. Предварительный анализ межгодовой изменчивости характеристик поля барической топографии показал, что одной из возможных причин различия скорости потепления в этих районах являются изменения положения и выраженности Алеутской депрессии [24, 26].

В нижележащих промежуточном и глубинном слоях в различных районах исследуемой акватории наблюдаются обширные участки статистически значимых трендов нормализованных аномалий интегральной температуры (ΔQ_T) с максимальной положительной величиной до 1,2 усл. ед./10 лет в области Аляскинского круговорота и отрицательными значениями до $-1,2$ усл. ед./10 лет в промежуточном и глубинном слоях вдоль кромки прибрежного шельфа (рис. 1, *e – h*). Здесь, в районах прибрежной зоны североамериканского континента, изменение характеристик ветрового режима вызывает прибрежный апвеллинг более холодных глубинных вод к поверхности, оказывающий значительное влияние на теплосодержание вод и состояние морских экосистем [3, 27]. Другая область значительных отрицательных трендов ΔQ_T прослеживается на севере района СВ в системе вод Аляскинского течения, а третья – в районе ЮЗ. Отметим, что общая площадь и объем промежуточного и глубинного слоев, в которых наблюдается потепление водной толщи исследуемого района, составляют значительно меньшую величину, чем в районе северо-западной части океана [24], где этот процесс идет более высокими темпами.

Основные черты пространственной структуры межгодовых колебаний интегральной температуры в верхнем слое 5–200 м за последние 20 лет характеризуются следующими особенностями. Первые три моды разложения на ЭОФ поля ΔQ_T как в теплый, так и в холодный сезон описывают $\sim 70\%$ его суммарной дисперсии. Первая, наиболее энергонесущая мода (37% дисперсии) отражает главную особенность – противофазные колебания интегральной температуры в районах СВ – Ц и ЮЗ, а вторая и третья (33% дисперсии) – более мелкие особенности поля трендов ΔQ_T в слое 5–200 м (рис. 1, *c*; 3).



Р и с. 3. Пространственное распределение коэффициентов первой (*a*), второй (*b*) и третьей (*c*) мод ЭОФ аномалий интегральной температуры ΔQ_T (усл. ед.) в слое 5–200 м в теплый сезон 2002–2021 гг.

F i g. 3. Spatial distribution of the coefficients of the first (*a*), second (*b*) and third (*c*) EOF modes of the integral temperature anomalies ΔQ_T (non-dimensional units) in the 5–200 m layer for the warm season in 2002–2021

В дальнейшем полученные результаты разложения поля колебаний ΔQ_T на составляющие использовались для выявления корреляционных связей изменчивости термических условий исследуемой акватории с характеристиками крупномасштабных процессов в океане и атмосфере.

Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя

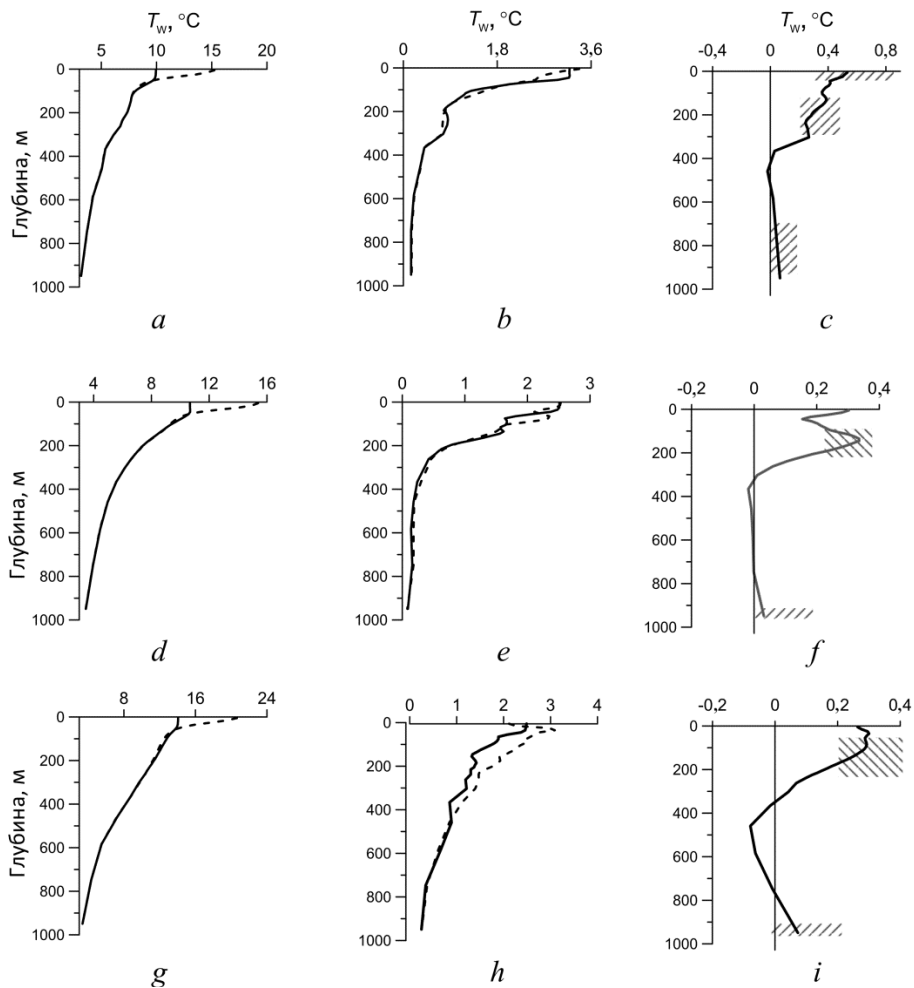
Наглядное представление об особенностях межгодовой изменчивости вертикального распределения T_w , диапазона ее колебаний и тренда на различных горизонтах в центральных областях выделенных районов дает рис. 4. Сезонный цикл прослеживается в основном в верхних 100 м, что отмечалось и до начала фазы современного потепления [6]. Максимальные величины колебаний T_w ($> 2^\circ\text{C}$) наблюдались в верхнем 50–100-метровом слое всех районов (в районе ЮЗ – в холодный сезон до глубины 150 м) (рис. 4, *b, e, h*), а связность между изменениями температуры на различных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов аномалий T_w (рис. 4, *c, f, i*). Во всех районах в различных участках верхнего 300–350-метрового слоя наблюдается потепление в оба сезона. В нижележащих слоях толщиной 200–400 м знак тренда температуры меняется на противоположный, а глубже 600–800 м вновь становится положительным. Как отмечалось ранее [14, 15], фаза изменений T_w на горизонтах 200–300 м отстает от изменений ТПО на несколько месяцев и более. При этом в связи с ограниченной длиной ряда и характером амплитудно-частотного состава колебаний статистически значимые тренды T_w выделяются только в пределах верхнего 200–300-метрового слоя и в отдельных слоях нижнего участка водной толщи.

За последние 20 лет в толще вод верхнего слоя 5–200 м выделенных районов средняя интегральная температура (как и теплосодержание) увеличилась на 4–8%, а во всем 1000-метровом слое – на 2%, что в 1,5 раза меньше, чем в северо-западном секторе внетропической зоны Тихого океана [24].

Сопоставление рис. 1, *c–h*; 4 и 5 позволяет рассмотреть особенности трехмерной структуры температурных трендов потепления (похолодания) на зональных и меридиональных разрезах в исследуемой акватории. На всех разрезах наибольшие статистически значимые положительные тренды наблюдаются в верхнем 200–300-метровом слое, а отрицательные – главным образом в пределах промежуточного слоя (рис. 5).

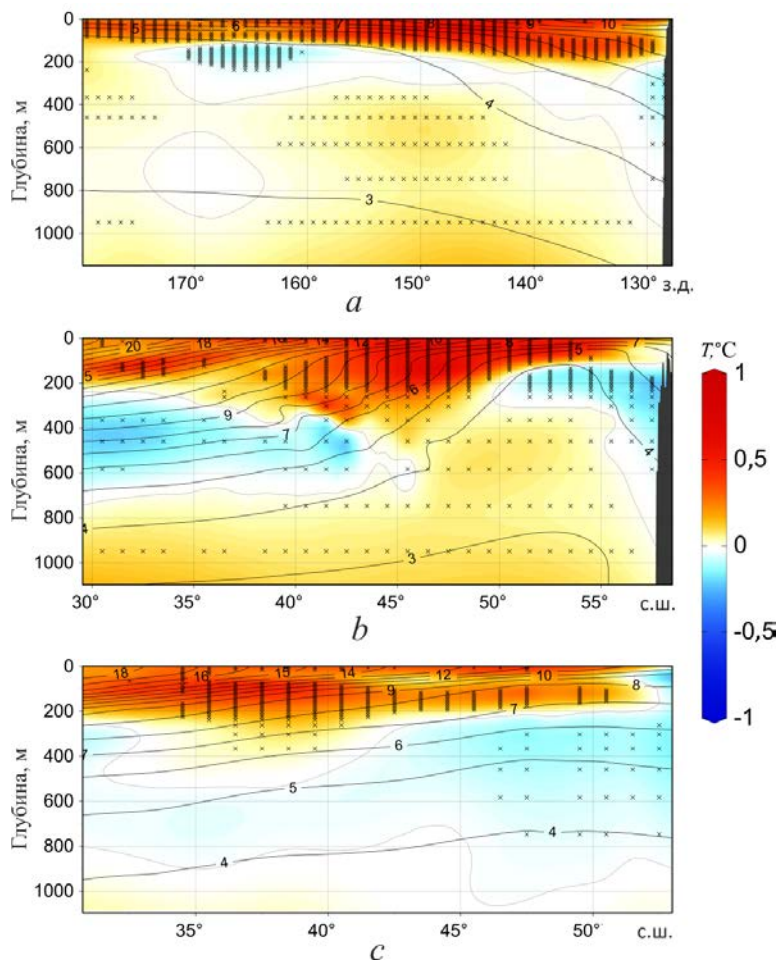
Зональный разрез вдоль 50° с. ш. расположен вблизи границы районов СВ и Ц на южной периферии Аляскинского циклонического круговорота. На западе он пересекает одну из ветвей Аляскинского течения [5], с которой может быть связана область значимых отрицательных трендов T_w на глубине 100–200 м между 160° и 170° з. д. В восточной части разреза прослеживаются отрицательные тренды в зоне апвеллинга [27] (рис. 5, *a*), а область с наибольшими значимыми положительными трендами T_w ($\sim 1^\circ\text{C}/10$ лет) на протяжении всего этого разреза, как и на другом зональном разрезе по 30° с. ш. (другие зональные разрезы не показаны), располагается в верхнем 100–200-метровом

слое. На третьем разрезе вдоль 40° с. ш., расположенном в полосе субарктического фронта [1, 3], нижняя граница этого слоя заглубляется до 300–400 м. На меридиональных разрезах по 170° , 150° и 130° з. д. тенденции потепления также хорошо выражены в верхнем слое области субарктического (полярного) фронта (рис. 5, *b, c*), а похолодания – в промежуточном слое на юго-западе и севере акватории, что хорошо согласуется с картами трендов интегральной температуры (рис. 1, *e, f*).



Р и с. 4. Обобщенные кривые вертикального распределения T_w (*a, d, g*), диапазона ее изменений (*b, e, h*) в теплый (штриховая линия) и холодный (сплошная линия) сезоны и тренда среднегодовой T_w (*c, f, i*) за 2000–2021 гг. Сверху вниз: районы СВ, Ц, ЮЗ. Штриховкой выделены слои со статистически значимыми на уровне 95% величинами трендов среднегодовой температуры воды

F i g. 4. Generalized curves of vertical distribution T_w (*a, d, g*), range of its changes (*b, e, h*) in the warm (dotted line) and cold (solid line) seasons, and trend of the average annual T_w (*c, f, i*) in 2000–2021. From top to bottom: the NE, C and SW areas. Hatching marks the layers with the 95% statistically significant values in the average annual water temperature trends



Р и с. 5. Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой T_w (контрастные линии) и трендов аномалий ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) (выделены цветом) за 2000–2021 гг. на зональном разрезе вдоль 50° с. ш. (a) и меридиональных разрезах по 150° з. д. (b) и 130° з. д. (c). Расположение разрезов показано на рис. 1, b

Fig. 5. Joint vertical distribution of the average annual T_w (contrasting lines) and the trends in temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}/10$ years) (highlighted in color) for 2000–2021 on the zonal section along 50° N (a) and the meridional sections along 150° W (b) and 130° W (c). Section locations are shown in Fig. 1, b

Корреляционные связи изменчивости термических характеристик с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ межгодовых вариаций временных рядов аномалий ТПО с изменениями климатических индексов и других параметров, характеризующих состояние и динамику климатической системы за два периода: 1982–2001 гг. (период I) и 2002–2021 гг. (период II), – а также аномалий ΔQ_T в отдельных слоях за второй период. Как отмечалось ранее [8], одним из показателей, характеризующих со-

стояния барической системы, является поле геопотенциала изобарической поверхности AT_{500} (гПа) в средней тропосфере, а вариации аномалий геопотенциала (ΔH_{500}) в регионе тесно связаны с колебаниями ТПО, поля ветра и различных климатических индексов. В течение 1982–2021 гг. на большей части исследуемого района в оба сезона при переходе от первого ко второму периоду наблюдались смена знака тренда аномалий ΔH_{500} и углубление области его положительных значений в районе алеутской депрессии [24]. При этом в связи с перестройкой атмосферной циркуляции величина и знак трендов климатических индексов (b), как и характер корреляционных связей колебаний ТПО и наиболее значимых КИ, также изменились (табл. 2).

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Коэффициенты корреляции ТПО различных районов северо-восточной части Тихого океана с климатическими индексами в теплый и холодный (в скобках) сезоны за два периода в течение 1982–2021 гг.
SST correlation coefficients for the selected regions of the northeastern Pacific Ocean with climate indices in the warm and cold (in brackets) seasons for two periods during 1982–2021

Показатель / Index	$K_1\Delta H_{500}$	<i>PDO</i>	<i>NP</i>	<i>NPGO</i>	<i>H-NP</i>	<i>PNA</i>	<i>AD</i>
1982–2001							
СВ / NE	-0,4 (-0,5)	0,5 (0,8)	- (-0,5)	0,4 (-0,3)	- (0,3)	-0,4 (-0,6)	0,3 (-)
Ц / С	-0,4 (0,4)	-0,2 (0,0)	- (0,2)	-0,3 (-0,6)	- (-0,6)	-0,3 (0,4)	0,1 (-)
ЮЗ / SW	0,1 (0,7)	-0,8 (-0,9)	- (0,6)	0,4 (0,0)	- (-0,5)	-0,3 (-0,5)	-0,5 (-)
Вся акватория / Whole area	-0,3 (0,5)	-0,2 (-0,2)	- (0,3)	-0,1 (-0,6)	- (-0,7)	-0,2 (-0,6)	0,0 (-)
2002–2021							
СВ / NE	0,0 (0,0)	0,8 (0,8)	- (-0,4)	-0,8 (-0,5)	- (0,0)	0,1 (0,3)	0,5 (-)
Ц / С	0,7 (0,2)	0,4 (0,2)	- (0,1)	-0,7 (-0,6)	- (-0,3)	0,1 (-0,1)	0,4 (-)
ЮЗ / SW	0,0 (0,5)	-0,6 (-0,8)	- (0,8)	-0,1 (-0,3)	- (-0,5)	0,0 (-0,7)	-0,5 (-)
Вся акватория / Whole area	0,6 (0,3)	0,4 (0,2)	- (0,2)	-0,7 (-0,8)	- (-0,4)	0,1 (-0,2)	0,3 (-)

Пр и м е ч а н и е. $K_1\Delta H_{500}$ – временные коэффициенты ЭОФ первой моды вариаций аномалий геопотенциала.

Note: $K_1\Delta H_{500}$ are the EOF time coefficients of the first mode of the geopotential anomaly variations.

В целом по региону в связи с изменениями циркуляции в атмосфере знаки корреляционных связей между изменениями ТПО, ведущих мод аномалий геопотенциала ΔH_{500} и *PDO* за оба 20-летних периода в теплый сезон изменились на противоположные. В это же время усилились удаленное влияние азиатской депрессии (*AD*) и зависимость изменений ТПО от тенденций колебаний уровня поверхности и циркуляционных характеристик океана (*NPGO*), а в зимний сезон ослабли корреляционные связи с колебаниями *H-NP* – показателя градиента атмосферного давления между двумя ведущими ЦДА региона. Кроме того, в выделенных районах отмечались заметные и статистически

значимые коэффициенты корреляции колебаний ТПО с другими индексами – *IPO* и *EP-NP*, значения которых в табл. 2 не приводятся. Вместе с тем, хотя характеристики алеутской депрессии (*NP*) являются здесь одним из основных индикаторов состояния климатической системы [28], изменения *NP*, *IPO*, *PDO* и *NPGO* взаимосвязаны и через атмосферные связи происходят квазисинхронно.

В последние два десятилетия соответствующие корреляционные связи вариаций интегральной температуры в слое 5–200 м и различных индексов наиболее масштабно (по площади влияния, длительности и величине коэффициента корреляции) проявляются со следующими КИ: $K_{1-2}\Delta H_{500}$, *NPGO*, *PDO*, *NP*, *PNA*, *SOI*, *AD*, а также с *H-NP*. Некоторые карты парной регрессии этих связей показаны на рис. 6.

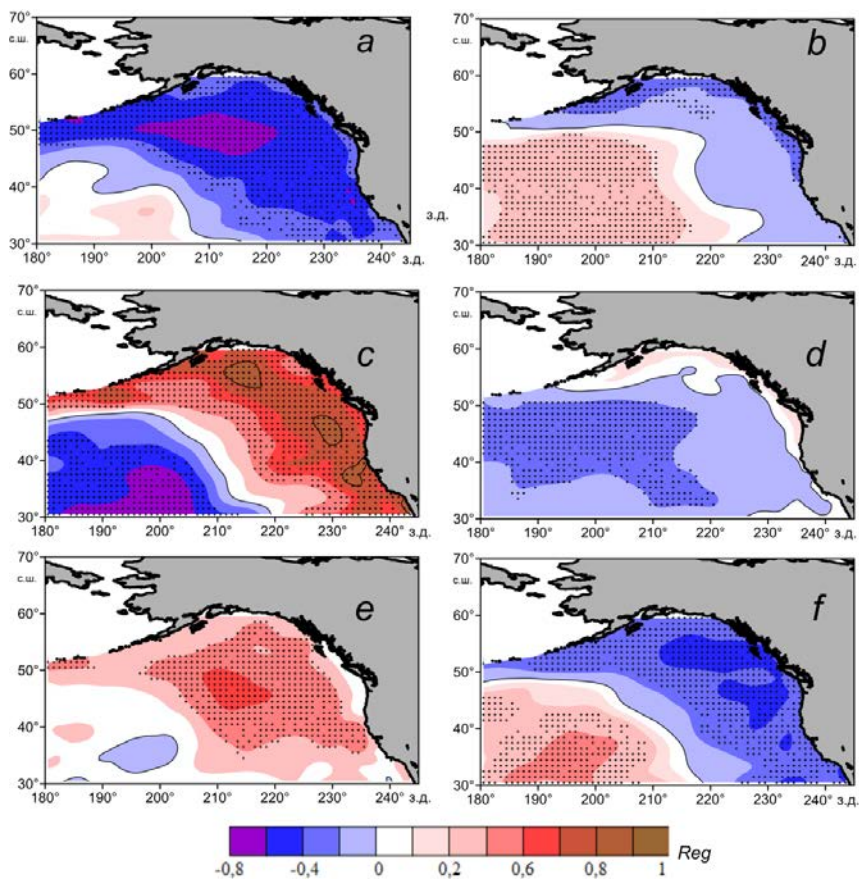


Рис. 6. Коэффициенты линейной регрессии (*Reg*) колебаний аномалий среднегодовых величин интегральной температуры (ΔQ_T) в слое 5–200 м с климатическими индексами *NPGO* (*a*), *PDO* (*c*) и $K_1\Delta H_{500}$ (*e*) в теплый (слева) и *NP* (*b*), *H-NP* (*d*) и *SOI* (*f*) в холодный (справа) сезоны 2002–2021 гг.

Fig. 6. Linear regression coefficients (*Reg*) of fluctuations in the anomalies of average annual values of the integral temperature (ΔQ_T) in the 5–200 m layer with the climatic indices *NPGO* (*a*), *PDO* (*c*) and $K_1\Delta H_{500}$ (*e*) in the warm (left), and *NP* (*b*), *H-NP* (*d*) and *SOI* (*f*) in the cold (right) seasons in 2002–2021

Основные черты пространственного распределения исследуемых характеристик хорошо согласуются между собой, так как режимы климатической изменчивости в исследуемом районе, параметризуемые различными КИ, связанными с атмосферными воздействиями [12], не являются независимыми. На всех картах хорошо выражена бимодальная структура поля рассматриваемых регрессионных связей, согласующаяся с распределением трендов аномалий интегральной температуры (рис. 1, *c, d*), ТПО (рис. 2) и ведущих мод ЭОФ ΔQ_T (рис. 3).

Первые три моды ЭОФ межгодовых колебаний поля аномалий интегральной температуры верхнего слоя 5–200 м (ΔQ_T), описывающие главные особенности его структуры и 70% изменчивости, тесно связаны с крупномасштабными процессами в океане и атмосфере через соответствующие климатические индексы (табл. 3). При этом статистически значимые связи третьей моды $K_3\Delta Q_T$ с рассматриваемыми КИ не выражены.

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Коэффициенты корреляции среднегодовых величин главных компонент ЭОФ аномалий среднегодовой интегральной температуры в слое 5–200 м с различными КИ в 2002–2021 гг.

Correlation coefficients of the average annual values of the EOF anomaly main components of the average annual integral temperature in the 5–200 m layer with different CIs in 2002–2021

Параметр / Parameter	<i>PDO</i>	<i>NP</i>	<i>NPGO</i>	<i>H-NP</i>	<i>PNA</i>	<i>AD</i>	<i>SOI</i>	$K_1\Delta H_{500}$	$K_2\Delta H_{500}$
$K_1\Delta Q_T$	0,8/0,8	-/-0,2	-0,7/-0,7	-/-0,1	0,0/0,2	0,6/-	-0,3/- 0,6	0,4/0,0	-0,5/-0,6
$K_2\Delta Q_T$	0,2/-0,4	-0,5	-0,6/-0,4	-/-0,5	0,4/-0,5	-0,1/-	0,2/-0,1	0,5/0,5	0,0/0,2

П р и м е ч а н и е. K_1, K_2 – временные коэффициенты первых мод ЭОФ разложений полей ΔQ_T и ΔH_{500} .

N o t e. K_1, K_2 are the EOF time coefficients of the first modes of decomposition of the ΔQ_T and ΔH_{500} fields.

Для большинства климатических переменных плотность статистически значимых корреляционных связей межгодовых колебаний ΔQ_T в верхнем слое с различными КИ ослабевает по мере увеличения глубины, номера моды и ее вклада в суммарную дисперсию изменчивости интегральной температуры. Изменения температуры происходят не только на поверхности, они распространяются на более глубокие слои океана и могут быть связаны (а также не связаны) с изменением режима верхних слоев [29]. В нижележащих слоях линейные связи с нулевым временным лагом проявляются только в юго-западном районе с индексами $K_2\Delta H_{500}$, *NPGO*, *PDO* и *AD*. Ниже приведены оценки величин коэффициентов детерминации (доля объясненной дисперсии – *D*, %) множественной регрессии совокупности колебаний различных климатических переменных (КИ) за теплый и холодный (в скобках) сезоны и первых двух мод ЭОФ среднегодовых аномалий интегрального содержания тепла в слое 5–200 м:

$K_1\Delta Q_T: K_2\Delta H_{500}, NPGO, PDO, AD: D = 89\%$,
 $(K_1\Delta Q_T): K_2\Delta H_{500}, NPGO, PDO, SOI: D = 87\%$,
 $K_2\Delta Q_T: K_1\Delta H_{500}, NPGO: D = 37\%$,
 $(K_2\Delta Q_T): (K_1\Delta H_{500}), NP, H-NP: D = 26\%$.

Приведенные оценки показывают, что действительно статистически значимые связи изменчивости теплосодержания с вариациями основных климатических переменных ослабевают с увеличением номера моды. В исследуемом районе наибольший вклад в изменчивость первой моды обеспечивают процессы, параметризуемые индексами *PDO* и *NPGO* в оба сезона года, а в изменчивость второй моды – индексом *NPGO* в теплый сезон (табл. 3). Во внетропических зонах изменения потоков тепла на поверхности и динамика океана вносят основной вклад в изменения теплосодержания подповерхностных слоев, а связанные с ними процессы охватывают широкий диапазон масштабов [30, 31]. Причины и механизмы выявленных связей сложны и неоднозначны, и основные из них в целом по району тихоокеанской субарктики рассматривались ранее [18, 20, 24, 32, 33]. Поэтому во избежание повторений в настоящем исследовании акцент сделан главным образом на оценку их статистической значимости за два последние десятилетия.

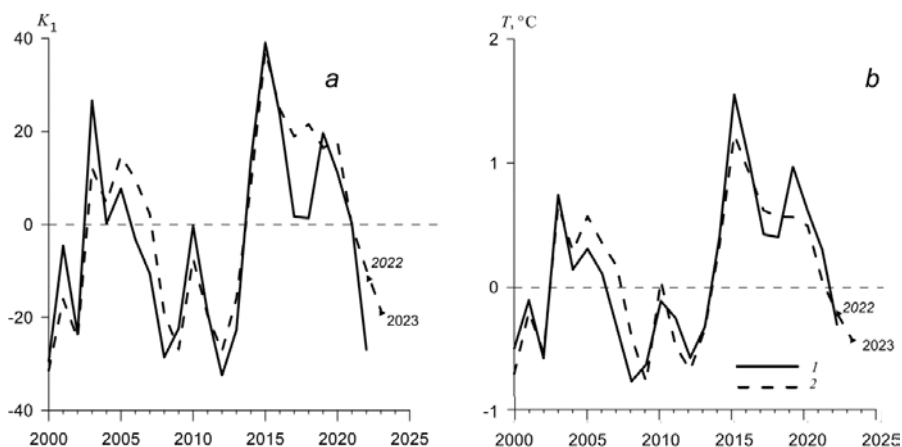


Рис. 7. Межгодовые изменения временных коэффициентов первой моды K_1 ЭОФ ΔQ_T в слое 5–200 м в холодный период года и аппроксимирующих значений уравнения множественной регрессии (а); то же – для аномалий ТПО в районе СВ (б). Годы 2022 и 2023 на кривых 2 обозначают прогнозные оценки. Обозначения: 1 – исследуемые параметры, 2 – аппроксимирующие кривые
Fig. 7. Interannual changes in time coefficients of the EOF K_1 first mode ΔQ_T in the 5–200 m layer during the cold period of a year and the approximating values of the multiple regression equation (a); the same is for the SST anomalies in the NE region (b). The years 2022 and 2023 on curves 2 denote the forecast estimates. Designations: 1 – the studied parameters, 2 – the approximating curves

С учетом выявленных связей основные черты межгодовой изменчивости характеристик термических условий региона с крупномасштабными процессами в океане и атмосфере можно описать (аппроксимировать) с использованием уравнения множественной регрессии зависимой переменной (y) и группы независимых переменных. Для примера на рис. 7 приведены результаты ап-

проксимации, где в качестве зависимых переменных выбраны ряды межгодовых колебаний временных коэффициентов первой моды ЭОФ ΔQ_T в слое 5–200 м и АТПО по району СВ, а в качестве независимых (предикторов) – индексы $K_2\Delta H_{500}$, $NPGO$, PDO , SOI (для первой переменной) и $NPGO$, PDO (для второй). Коэффициент корреляции между этими зависимыми переменными, характеризующими тенденции изменений термических условий в период 2000–2021 гг., высокий – 0,93, а между аппроксимирующими их функциями – 0,98.

Аппроксимирующие кривые *у* на рис. 7 хорошо воспроизводят межгодовые изменения зависимых переменных, включая экстремально теплые 2014–2016 и 2019–2020 гг. [15]. Путем подстановки в уравнение множественной регрессии коэффициентов полиномиального тренда 5-й степени этих независимых переменных (климатических индексов) были определены тенденции возможных изменений термических условий в следующем (текущем) 2022 г., а также, с учетом поступления новых данных за зиму 2021–2022 гг., – в 2023 г. Они указывают на то, что процесс уменьшения АТПО (синхронно с величиной временных коэффициентов ЭОФ ΔQ_T) после отмечавшегося выше максимума 2019–2020 гг. может продолжиться (рис. 7), несмотря на общие тенденции роста для всего региона (см. табл. 1). В то же время эти «прогнозные оценки» для коэффициентов первой моды ЭОФ ΔQ_T оказались несколько хуже, чем для ТПО, в связи с недостаточно полным учетом возможного перечня предикторов.

Заключение

В последние два десятилетия исследуемый район отличался более высокими темпами потепления, чем за аналогичный предшествующий период, в то время как в сопредельном районе северо-западной части Тихого океана наблюдалась противоположная тенденция. За первые десятилетия XXI в. в среднем на всей акватории внетропической зоны северо-восточной части Тихого океана величина положительных трендов ТПО увеличилась в 4 раза. В отдельные годы этого периода в северо-восточном и центральном районах акватории формировались наибольшие положительные аномалии среднегодовых величин ТПО, составляющие в среднем по району $\sim 1,3^\circ\text{C}$.

Статистически значимые тренды температуры и интегральной температуры воды в отдельных слоях различного знака и величины прослеживаются в пределах всей 1000-метровой толщи вод. Наибольшие положительные тренды этих характеристик выражены в верхнем 200–300-метровом слое также в северо-восточном и центральном районах акватории. В целом за последние 20 лет теплосодержание верхнего 200-метрового слоя увеличилось на 5%, а 1000-метрового – на 2%, что в 1,5 раза меньше, чем в северо-западном секторе внетропической зоны Тихого океана, где в отличие от поверхности потепление толщи вод проходило более высокими темпами. Одной из возможных причин различия скорости потепления в этих районах в течение рассмотренных фаз климатических изменений является перестройка атмосферной циркуляции и прежде всего – изменения положения и выраженности Алеутской депрессии.

В последние два десятилетия корреляционные связи вариаций интегральной температуры верхнего слоя океана с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере наиболее масштабно (по площади влияния, длительности и величине коэффициента корреляции) проявляются через следующие климатические индексы: $K_{1-2}\Delta H_{500}$, *NPGO*, *PDO*, *NP*, *PNA*, *SOI*, *AD*, а также *H-NP*. Плотность статистически значимых корреляционных связей ослабевает по мере увеличения глубины, номера ведущей моды колебаний и ее вклада в суммарную дисперсию изменчивости интегральной температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Belkin I., Krishfield R., Honjo S.* Decadal variability of the North Pacific Polar Front: Subsurface warming versus surface cooling // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29, iss. 9. P. 65-1–65-4. <https://doi.org/10.1029/2001GL013806>
2. The Transition Region Mode Water of the North Pacific and Its Rapid Modification / H. Saito [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2011. Vol. 41, iss. 9. P. 1639–1658. <https://doi.org/10.1175/2011JPO4346.1>
3. *Favorite F., Dodimead A. J., Nasu R.* Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960-71. Vancouver, Canada, 1976. 187 p. (International North Pacific Fisheries Commission Bulletin ; No. 33). URL: <https://waves-vagues.dfo-mpo.gc.ca/library-bibliotheque/17465.pdf> (date of access: 20.10.2022).
4. *Qiu B.* Large-Scale Variability in the Midlatitude Subtropical and Subpolar North Pacific Ocean: Observations and Causes // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, iss. 1. P. 353–375. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0353:LSVITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0353:LSVITM>2.0.CO;2)
5. Interdecadal variability of the Western Subarctic Gyre in the North Pacific Ocean / H. Kuroda [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021. Vol. 169. 103461. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103461>
6. *Barnett T. P.* On the Nature and Causes of Large-Scale Thermal Variability in the Central North Pacific Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 7. P. 887–904. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0887:OTNACO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0887:OTNACO>2.0.CO;2)
7. The North Pacific Oxygen Uptake Rates over the Past Half Century / E. Y. Kwon [et al.] // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29, iss. 1. P. 61–76. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00157.1>
8. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И.* Климатические изменения термических условий в тихоокеанской субарктике в условиях современного глобального потепления // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 2. С.162–178. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-162-178>
9. *Archer C. L., Caldeira K.* Historical trends in the jet streams // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35, iss. 8. L08803. <https://doi.org/10.1029/2008GL033614>
10. *Nieves V., Willis J. K., Patzert W. C.* Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating // *Science*. 2015. Vol. 349, iss. 6247. P. 532–535. <https://doi.org/10.1126/science.aaa4521>
11. *Trenberth K. E., Fasullo J. T.* An apparent hiatus in global warming? // *Earth's Future*. 2013. Vol. 1, iss. 1. P. 19–32. <https://doi.org/10.1002/2013EF000165>
12. Physical drivers of the summer 2019 North Pacific marine heatwave / D. J. Amaya [et al.] // *Nature Communications*. 2020. Vol. 11, iss. 1. 1903. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15820-w>
13. Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific / N. A. Bond [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42, iss. 9. P. 3414–3420. <https://doi.org/10.1002/2015GL063306>
14. Changes in Earth's Energy Budget during and after the "Pause" in Global Warming: An Observational Perspective / N. G. Loeb [et al.] // *Climate*. 2018. Vol. 6, iss. 3. 62. <https://doi.org/10.3390/cli6030062>

15. *Ross T., Jackson J., Hannah C.* The Northeast Pacific: Update on marine heatwave status and trends // PICES Press. 2021. Vol. 29, no. 1. P. 46–48. URL: <https://meetings.pices.int/publications/pices-press/volume29/PPJan2021.pdf#page=46> (date of access: 20.10.2022).
16. *Di Lorenzo E., Mantua N.* Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave // Nature Climate Change. 2016. Vol. 6, iss. 11. P. 1042–1047. <https://doi.org/10.1038/nclimate3082>
17. Removing the Effects of Tropical Dynamics from North Pacific Climate Variability / Y. Zhao [et al.] // Journal of Climate. 2021. Vol. 34, iss. 23. P. 9249–9265. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0344.1>
18. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В.* Региональные особенности межгодовых изменений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 67–79.
19. Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability Associated with the Interdecadal Pacific Oscillation / G. A. Meehl [et al.] // Journal of Climate. 2013. Vol. 26, iss. 18. P. 7298–7310. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00548.1>
20. *Hartmann B., Wendler G.* The Significance of the 1976 Pacific Climate Shift in the Climatology of Alaska // Journal of Climate. 2005. Vol. 18, iss. 22. P. 4824–4839. <https://doi.org/10.1175/JCLI3532.1>
21. Interannual to Decadal Variability of the Upper-Ocean Heat Content in the Western North Pacific and Its Relationship to Oceanic and Atmospheric Variability / H. Na [et al.] // Journal of Climate. 2018. Vol. 31, iss. 13. P. 5107–5125. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0506.1>
22. A Hybrid Global Ocean Data Assimilation System at NCEP / S. G. Penny [et al.] // Monthly Weather Review. 2015. Vol. 143, iss. 11. P. 4660–4677. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1>
23. World Ocean Database 2018 / T. P. Boyer [et al.] ; tech. ed. A. V. Mishonov. Silver Spring, MD : U.S. Department of Commerce, 2018. 207 p. (NOAA Atlas NESDIS 87). URL: https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2020-04/wod_intro_0.pdf (date of access: 20.10.2022)
24. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И.* Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 157–176. EDN ALOUMA.
25. *Лучин В. А., Матвеев В. И.* Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016. Т. 187. С. 205–216.
26. On the Response of the Aleutian Low to Greenhouse Warming / B. Gan [et al.] // Journal of Climate. 2017. Vol. 30, iss. 10. P. 3907–3925. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0789.1>
27. Future changes in coastal upwelling ecosystems with global warming: The case of the California Current System. / P. Xiu [et al.] // Scientific Reports. 2018. Vol. 8. 2866. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21247-7>
28. *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)
29. On the Pacific Ocean regime shift / C. Stephens [et al.] // Geophysical Research Letters. 2001. Vol. 28, iss. 19. P. 3721–3724. doi:10.1029/2000GL012813
30. Budgets for Decadal Variability in Pacific Ocean Heat Content / Z. Hu [et al.] // Journal of Climate. 2020. Vol. 33, iss. 17. P. 7663–7678. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0360.1>
31. Western Boundary Currents and Frontal Air–Sea Interaction: Gulf Stream and Kuroshio Extension / K. A. Kelly [et al.] // Journal of Climate. 2010. Vol. 23, iss. 21. P. 5644–5667. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3346.1>

32. North Pacific Gyre Oscillation Synchronizes Climate Fluctuations in the Eastern and Western Boundary Systems / L. I. Ceballos [et al.] // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22, iss. 19. P. 5163–5174. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2848.1>
33. *Deser C., Phillips A. S., Hurrell J. W.* Pacific Interdecadal Climate Variability: Linkages between the Tropics and the North Pacific during Boreal Winter since 1900 // *Journal of Climate*. 2004. Vol. 17, iss. 16. P. 3109–3124. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3109:PICVLB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3109:PICVLB>2.0.CO;2)

Об авторах:

Ростов Игорь Дмитриевич, заведующий лабораторией информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5081-7279**, rostov@poi.dvo.ru

Дмитриева Елена Витальевна, 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 технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0094-5296**, e_dmitrieva@poi.dvo.ru

Рудых Наталья Ивановна, 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, **ResearcherID: N-5821-2018**, rudykh@poi.dvo.ru

Научная статья


УДК 551.465.41:556.532

EDN: KNQYRQ

Влияние речного стока на вертикальную стратификацию плотности восточных арктических морей Чукотского и Бофорта

А. А. Букатов, Е. А. Павленко , Н. М. Соловей

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 *pavlenko.ea@mhi-ras.ru*

Поступила в редакцию 01.12.2022; одобрена после рецензирования 12.04.2023; принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – анализ влияния стока рек на плотностную стратификацию вод морей Чукотского и Бофорта, определение районов с наиболее выраженным откликом на сезонные колебания объемов стока рек.

Методы и результаты. На основе данных реанализа *ECMWF ORAP5* о среднемесячных значениях температуры и солёности за май – сентябрь каждого года рассчитана плотность вод в Чукотском море и море Бофорта. Для исследования влияния речного стока на плотностную стратификацию морских вод использовались рассчитанные максимальные среднемесячные значения частоты Вэйсяля – Брента по глубине в каждом узле сетки и среднемесячные расходы воды рек Колыма, Юкон, Маккензи в замыкающих створах за период 1979–2013 гг. Результаты статистического анализа показали, что наибольшее влияние на плотностную стратификацию вод морей Чукотского и Бофорта оказывает сток рек Маккензи и Юкона за предшествующий месяц, а сток Колымы – за 3 и 6 предшествующих месяцев.

Выводы. Получено, что влияние стока Маккензи наиболее выражено с июля по сентябрь. Области значимых коэффициентов корреляции между частотой плавучести и объемами стока за предшествующий месяц находятся в юго-восточной и центральной частях моря Бофорта. Области проявления влияния стока Юкона наблюдаются в районе Берингова пролива, в северном районе Чукотского моря и на западной периферии круговорота Бофорта. Влияние стока Колымы на плотностную стратификацию вод проявляется у западного побережья Чукотского моря, в районе Берингова пролива, залива Коцебу и на юго-западной периферии круговорота Бофорта.

Ключевые слова: Чукотское море, море Бофорта, плотностная стратификация вод, частота плавучести, сток рек, р. Маккензи, р. Юкон, р. Колыма


Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2021-0004.

Для цитирования: Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М. Влияние речного стока на вертикальную стратификацию плотности восточных арктических морей Чукотского и Бофорта // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 467–477. EDN KNQYRQ.

River Runoff Impact on the Density Vertical Stratification of the Eastern Arctic Chukchi and Beaufort Seas

A. A. Bukatov, E. A. Pavlenko , N. M. Solovei

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

 pavlenko.ea@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The aim of the study is to analyze the river runoff impact on density stratification in the Chukchi and Beaufort seas, and to identify the areas where the response to seasonal fluctuations in the river runoff volumes is the most pronounced.

Methods and Results. Based on the *ECMWF ORAP5* reanalysis data on the monthly mean values of temperature and salinity for May – September of each year, the water density in the Chukchi and Beaufort seas was calculated. To study the river runoff impact on the density stratification of sea water, applied were the calculated maximum monthly average values of the Väisälä – Brent frequency over depth at each grid node, and the monthly average water discharges in the closing gates of the Kolyma, Yukon and Mackenzie rivers for the period 1979–2013. The results of statistical analysis showed that density stratification of the Chukchi and Beaufort seas was most strongly affected by the Mackenzie and Yukon river runoffs for a previous month and also by the Kolyma river runoff for 3 and 6 previous months.

Conclusions. The impact of the Mackenzie runoff is found to be most pronounced from July to September. The areas of statistically significant correlation coefficients between the buoyancy frequency and the runoff volumes for the previous month are in the southeastern and central parts of the Beaufort Sea. The areas where the impact of the Yukon runoff is pronounced are in the Bering Strait area, in the northern region of the Chukchi Sea, and on the western periphery of the Beaufort gyre. The Kolyma runoff impact on the water density stratification is manifested near the western coast of the Chukchi Sea, in the Bering Strait area, the Kotzebue Bay, and on the southwestern periphery of the Beaufort gyre.

Keywords: Chukchi Sea, Beaufort Sea, water density stratification, buoyancy frequency, river runoff, rivers Mackenzie, Yukon and Kolyma

Acknowledgements: The investigation was carried out within the framework of the theme of state assignment FNNN-2021-0004.

For citation: Bukatov, A.A., Pavlenko, E.A. and Solovei, N.M., 2023. River Runoff Impact on the Density Vertical Stratification of the Eastern Arctic Chukchi and Beaufort Seas. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 428-437.

Введение

Особенности гидрологического режима Северного Ледовитого океана во многом связаны с большим материковым стоком. Наименьший из океанов Северный Ледовитый получает наибольшее количество пресной воды, поступающей вместе с реками Евразии и Америки [1]. Слой материкового стока по Арктическому бассейну в 7 раз превышает слой стока по всему Мировому океану¹. Соленость и формирование ледового покрова в морях Северного Ледовитого океана в значительной степени определяются притоком речных вод [2].

¹ Никифоров Е. Г., Шнайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л. : Гидрометеоздат, 1980. 270 с.

В процессе взаимодействия речных вод с более солеными глубинными водами формируются значительные вертикальные градиенты солёности и плотности [3]. Слой максимальных градиентов плотности и глубина его залегания оказывают влияние на вертикальное распределение биогенных элементов, взвешенных минеральных и органических веществ, загрязнений, а также на образование и распространение морских льдов [4–6]. Вертикальная стратификация плотности и ее устойчивость характеризуются и могут быть представлены вертикальным профилем частоты плавучести (частота Вьяйсяля – Брента), которая является фундаментальной величиной в динамике стратифицированной жидкости. В работах [7, 8] рассмотрены региональные особенности распределения частоты плавучести в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском, дана оценка корреляционных связей максимума частоты Вьяйсяля – Брента по глубине с климатическими индексами, отражающими состояние атмосферы и гидросферы. В работах [9, 10] проведено исследование влияния стока арктических рек на плотностную стратификацию вод морей Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Цель данного исследования – анализ влияния стока рек на плотностную стратификацию вод морей Чукотского и Бофорта, определение районов с наиболее выраженным откликом на сезонные колебания объемов стока рек.

Материалы и методика

В качестве исходных гидрологических данных использовались массивы реанализа *ECMWF ORAP5* среднемесячных значений температуры и солёности в узлах сетки $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ за период 1979–2013 гг.² [11]. Область исследования ограничена координатами 65° – 80° с. ш., 125° – 180° з. д. По среднемесячным значениям температуры и солёности за май – сентябрь каждого года рассчитывалась плотность вод³. Полученные данные тестировались на выявление инверсий и корректировались путем их замены значениями, интерполированными по соседним горизонтам. Для каждого узла сетки рассчитывались среднемесячные профили значений частоты Вьяйсяля – Брента (N , цикл/ч) по формуле

$$N^2(z) = \frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz},$$

где z – глубина; g – ускорение свободного падения; ρ – плотность. Максимум частоты Вьяйсяля – Брента ($N_{\max}(z)$, цикл/ч) определялся по глубине.

Для исследования влияния речного стока на плотностную стратификацию вод морей Чукотского и Бофорта использовались среднемесячные значения $N_{\max}(z)$ в каждом узле сетки и среднемесячные расходы воды рек Колыма,

² Zuo H., Balmaseda M. A., Mogensen K. The ECMWF-MyOcean2 eddy-permitting ocean and sea-ice reanalysis *ORAP5*. Part 1 : Implementation. Shinfield Park, Reading : ECMWF, 2015. 42 p. (Technical Memorandum ; No. 736). <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3305.2248>

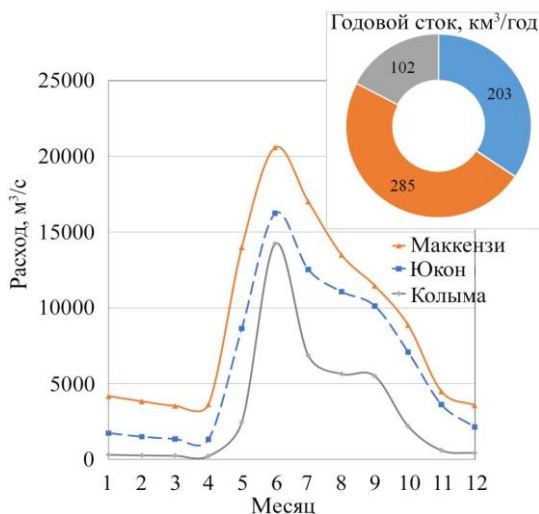
³ Безруков Ю. Ф. Океанология. Часть I. Физические явления и процессы в океане. Симферополь : Таврический национальный университет им. В. И. Вернадского, 2006. 159 с.

Юкон, Маккензи в замыкающих створах за 1979–2013 гг. ⁴. На основе корреляционного анализа получены коэффициенты парной линейной корреляции между $N_{\max}(z)$ и расходами воды за предшествующий месяц (R_1), а также коэффициенты R_3, R_6 между значениями $N_{\max}(z)$ и суммарными среднемесячными расходами за 3 и 6 предшествующих месяцев. Рассчитаны площади (S) областей статистически значимых коэффициентов R_1, R_3, R_6 (90%-ный доверительный интервал).

Анализ результатов

Структура вод Чукотского моря и моря Бофорта формируется под влиянием взаимодействия поверхностных арктических вод, тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, и вод материкового стока. Сток **Маккензи**, крупнейшей реки Арктического бассейна в Западном полушарии, составляет по разным оценкам 5–10% от общего притока пресных вод в Северный Ледовитый океан; средний годовой объем стока за рассматриваемый период равен 285 км³ (рис. 1); средний расход воды Маккензи 9053 м³/с, максимум наблюдается в июне (20579 м³/с).

Река **Юкон** впадает в Берингово море (бассейн Тихого океана), однако Аляскинское прибрежное течение относит сток реки в Северный Ледовитый океан. Сток Юкона занимает пятое место после Енисея, Оби, Лены и Маккензи по объему притока пресных вод в Северный Ледовитый океан и составляет ~ 8% от общего притока; средний годовой объем стока реки за рассматриваемый период равен 203 км³ (рис. 1); средний расход воды на гидропосту Пайлот-Стейшен 6447 м³/с, максимум наблюдается в июне (16237 м³/с).



Р и с. 1. Среднемноголетний гидрограф стока рек Маккензи, Юкон, Колыма, рассчитанный за период 1979–2013 гг.

F i g. 1. Average long-term hydrograph of the Yukon, Kolyma and Mackenzie rivers runoffs calculated for the period 1979–2013

⁴ Rivers Observatory : Discharge Dataset / A. I. Shiklomanov, R. M. Holmes, J. W. McClelland, S. E. Tank, R. G. M. Spencer. Electronic data. 2022. Version 20220630. URL: <https://arcticgreativers.org/discharge/> (date of access: 06.20.2022).

Заметное влияние на гидрологические условия Чукотского моря и моря Бофорта оказывает также сток сибирских рек. Средний годовой объем стока р. **Колыма** составил 102 км^3 за 1979–2013 гг. (рис. 1); средний расход воды равен $3247 \text{ м}^3/\text{с}$, максимум наблюдается в июне ($14230 \text{ м}^3/\text{с}$). Линза, сформированная стоком сибирских рек, является крупнейшей по площади опресненной линзой в Мировом океане [12]. При усилении атмосферной циклонической циркуляции в европейской части Арктики опресненные и холодные воды линзы поступают через пролив Лонга с вдольбереговым Сибирским течением в Чукотское море, заходят в Берингов пролив и распространяются вблизи его западного берега. При слабом развитии Сибирского течения опресненные воды достигают северных районов Чукотского моря и затем вовлекаются в циркуляцию моря Бофорта, увеличивая количество пресной воды в этом районе [13].

Максимальная устойчивость вод в Чукотском море наступает в июле, в море Бофорта – в июне (рис. 2, *a, b*). У западного побережья Чукотского моря, в районе влияния опресненных вод вдольберегового Сибирского течения, плотностная стратификация наибольшая. Речные воды вследствие своей малой плотности растекаются по поверхности холодных морских вод, образуются значительные вертикальные градиенты плотности. Максимальные значения частоты Вэйсяля – Брента достигают в июне 34 цикл/ч, в июле 37 цикл/ч. Толщина верхнего однородного слоя составляет $\sim 7 \text{ м}$ [14]. На севере, куда поступают опресненные и холодные воды Восточно-Сибирского моря, моря Бофорта и центральной части Полярного бассейна, слой скачка плотности прослеживается на протяжении всего года. В летний период пикноклин находится на глубинах 12–15 м, максимальные значения частоты Вэйсяля – Брента составляют 28–30 цикл/ч в июле у арктического побережья Аляски [14] (рис. 2, *b*).

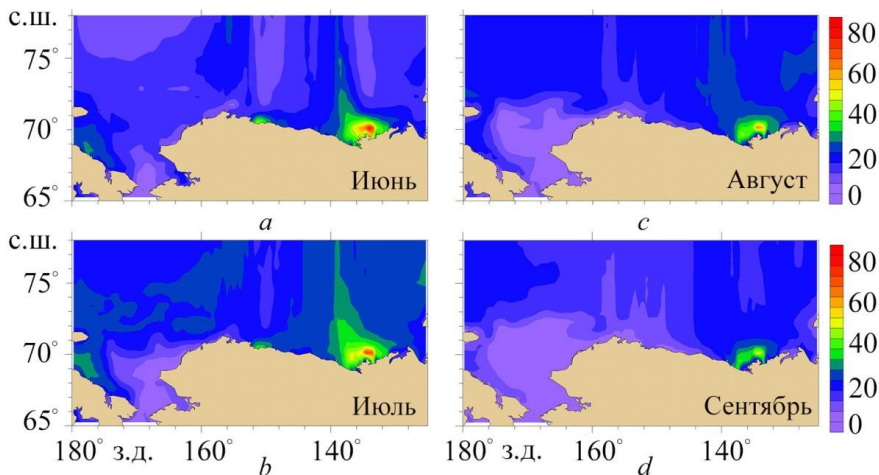


Рис. 2. Распределение максимальных значений частоты Вэйсяля – Брента (цикл/ч) в Чукотском море и в море Бофорта в июне – сентябре

Fig. 2. Distribution of the Väisälä – Brent frequency maximum values (cycle/hour) in the Chukchi and Beaufort seas in June – September

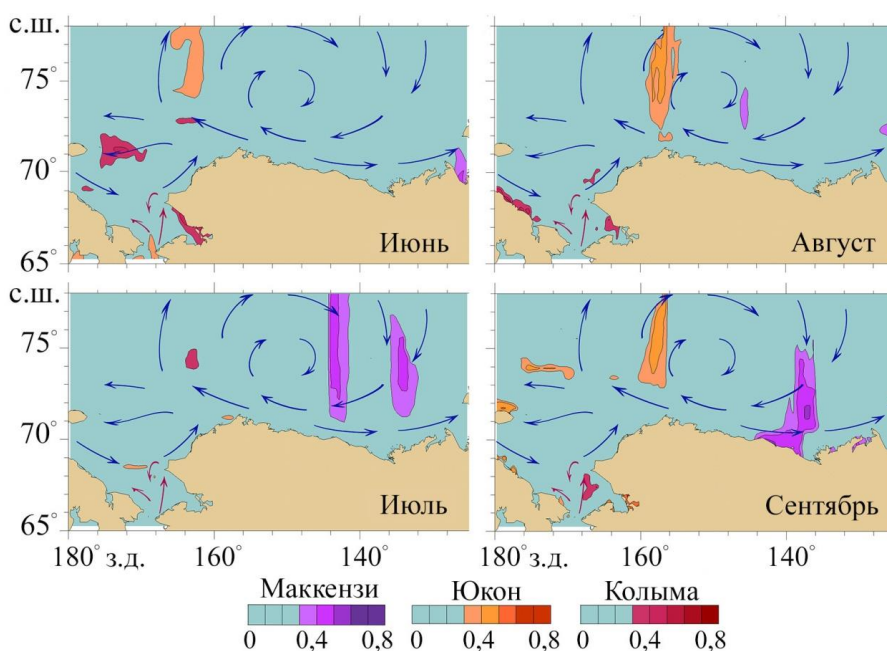
Тихоокеанские воды – один из источников тепла, пресной воды [15] и биогенных элементов [16] для Северного Ледовитого океана. Летом они почти полностью заполняют Берингов пролив, причем их поверхностный слой опреснен стоком р. Юкон, а более глубокие слои имеют соленость, характерную для вод Берингова моря. Проходя через шельф Чукотского моря, тихоокеанские воды распространяются к северу и востоку в виде поверхностного течения. На широтах залива Коцебу ($\sim 66^\circ$ с. ш.) они соединяются с опресненными материковым стоком водами этого залива. Соленость от поверхности до дна меняется сравнительно мало, и только вблизи кромки льдов охлажденные тихоокеанские воды погружаются под менее плотные, хотя и более холодные поверхностные арктические воды¹. Вследствие этого в южном и центральном районах Чукотского моря стратификация выражена слабее, чем в северном и западном. Максимум частоты плавучести в районе Берингова пролива составляет ~ 15 цикл/ч, в центральном районе Чукотского моря – 20 цикл/ч (рис. 2, *b*). Сезонный пикноклин залегает на глубине ~ 11 м в районе Берингова пролива и в центральной части моря. Осенью вертикальная стратификация уменьшается в основном за счет конвективно-ветрового перемешивания и осолонения поверхностных вод при ледообразовании.

В море Бофорта так же, как и в Чукотском море, тихоокеанские воды играют важную роль при формировании гидрологической структуры. Очищаясь ото льда, акватория моря Бофорта летом заполняется теплыми тихоокеанскими водами, а в прикромочных районах и в зоне воздействия стока Маккензи эти воды погружаются под распресненные, образуя глубинный максимум температуры¹. Анализ пространственного распределения максимума частоты плавучести в июне – сентябре показал, что его наибольшие значения определяются в зоне воздействия стока Маккензи в июне (~ 80 цикл/ч) и в июле (~ 74 цикл/ч). В прикромочных районах значения этого параметра достигают 25–30 цикл/ч с максимумом в июле.

Полярный вихрь Северного полушария формирует антициклоническое распределение поля ветра над поверхностью Северного Ледовитого океана [17]. Вследствие экмановской подкачки ветер вызывает конвергенцию вод приповерхностного слоя. Воды низкой солености и низкой плотности оказываются вовлеченными в этот процесс, в результате чего в районе круговорота моря Бофорта формируется аномалия распресненных вод [1] за счет притока через Берингов пролив и стока Маккензи, а также при усилении атмосферной циклонической циркуляции в европейской части Арктики за счет притока из сибирских рек. Значения максимума частоты плавучести в районе круговорота моря Бофорта невелики, ~ 10 цикл/ч.

Анализ результатов показал, что на гидрологические условия моря Бофорта заметное влияние оказывает сток Маккензи. В июне области значимых коэффициентов R_1 находятся в юго-восточном районе и смещаются на восток относительно устья Маккензи под влиянием течений восточной ориентации, которые присутствуют в районе впадения реки в море. Максимальное значение R_1 в это время составляло 0,46, а площадь областей значимых коэффициентов корреляции 9700 км^2 ($\sim 2\%$ от общей площади моря).

В июле – сентябре области значимых коэффициентов R_1 смещаются в центральную часть моря Бофорта под влиянием течений антициклонического круговорота, направленных в основном на запад или юго-запад. Максимального значения R_1 (0,60) достигает в сентябре (рис. 3), максимум S (~ 103700 км², ~ 22% от общей площади моря) прослеживается в июле. Коэффициенты корреляции R_3 между максимальными значениями частоты Вайсяля – Брента и суммарными среднемесячными расходами Маккензи за три предшествующих месяца статистически значимы на западной периферии круговорота Бофорта. Максимальное значение R_3 (0,54) прослеживается в августе (рис. 4). Анализ корреляционных связей между максимальными значениями частоты Вайсяля – Брента и объемами стока Маккензи за 6 предшествующих месяцев показал, что R_6 значимы в августе и достигают 0,52 (рис. 5). Области значимых R_6 расположены на севере Чукотского моря, S составляет ~ 2700 км².

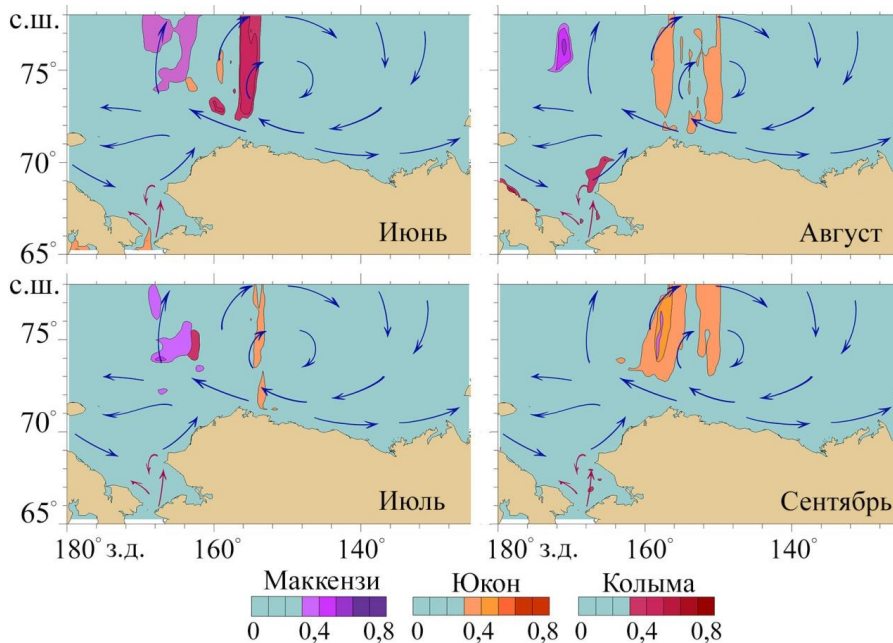


Р и с. 3. Распределение коэффициентов корреляции R_1 между максимальными значениями частоты Вайсяля – Брента и объемами стока рек Маккензи, Юкон, Колыма. Выделенные участки – районы статистически значимых коэффициентов R_1 . Стрелками показана схема поверхностной циркуляции

F i g. 3. Distribution of the correlation coefficients R_1 between the Väisälä – Brent frequency maximum values and the Yukon, Mackenzie and Kolyma rivers runoff volumes. Highlighted areas are the regions of statistically significant values of the R_1 coefficients. The surface circulation scheme is shown by arrows

Из рис. 3 видно, что коэффициенты корреляции R_1 между максимумами частоты Вайсяля – Брента по глубине и объемами стока Юкона за предшествующий месяц значимы в районе Берингова пролива в июне, июле и составляют 0,45. Эти коэффициенты статистически значимы также в северо-восточном районе Чукотского моря и на западной периферии круговорота Бофорта, куда

поступают опресненные стоком Юкона воды Аляскинского прибрежного течения. В сентябре значения R_1 максимальные (0,75), S составляет ~ 30400 км². Корреляционный анализ показал, что суммарные расходы Юкона за три предшествующих месяца также оказывают влияние на изменчивость максимума частоты Вайсяля – Брента и коэффициенты R_3 статистически значимы на западной и северо-западной периферии круговорота Бофорта.

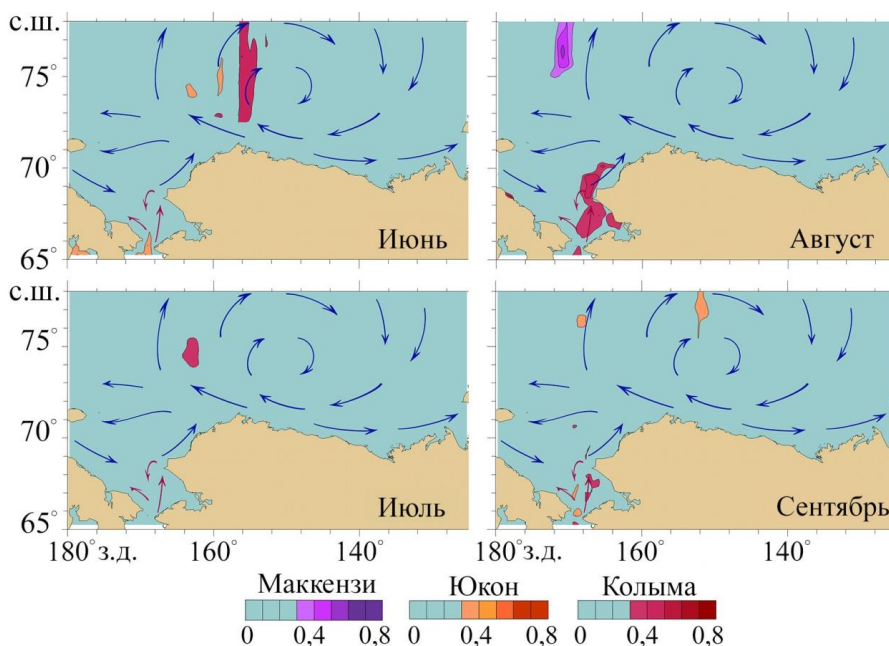


Р и с. 4. Распределение коэффициентов корреляции R_3 между максимальными значениями частоты Вайсяля – Брента и объемами стока рек Маккензи, Юкон, Колыма. Выделенные участки – районы статистически значимых коэффициентов R_3 . Стрелками показана схема поверхностной циркуляции

Fig. 4. Distribution of the correlation coefficients R_3 between the Väisälä – Brent frequency maximum values and the Yukon, Mackenzie and Kolyma rivers runoff volumes. Highlighted areas are the regions of statistically significant values of the R_3 coefficients. The surface circulation scheme is shown by arrows

Значения R_3 наибольшие в сентябре, достигают 0,55, а S составляет ~ 67100 км² (рис. 4). Коэффициенты корреляции R_6 между максимальными значениями частоты Вайсяля – Брента и объемами стока Юкона за 6 предшествующих месяцев значимы в июне и сентябре, достигают 0,50 (рис. 5). Области значимых R_6 расположены в районе Берингова пролива, на северо-востоке Чукотского моря и в северном районе моря Бофорта.

Влияние стока Колымы на плотностную стратификацию вод проявляется у западного побережья Чукотского моря в районе воздействия опресненных вод вдольберегового Сибирского течения. Коэффициенты корреляции также значимы в районе Берингова пролива, залива Коцебу и на юго-западной периферии круговорота моря Бофорта в июне, июле. Коэффициенты R_1 максимальны в июне ($\sim 0,45$), S составляет ~ 37200 км² (рис. 3).



Р и с. 5. Распределение коэффициентов корреляции R_6 между максимальными значениями частоты Вэйсяля – Брента и объемами стока рек Маккензи, Юкон, Колыма. Выделенные участки – районы статистически значимых коэффициентов R_6 . Стрелками показана схема поверхностной циркуляции

F i g. 5. Distribution of the correlation coefficients R_6 between the Väisälä – Brent frequency maximum values and the Yukon, Mackenzie and Kolyma rivers runoff volumes. Highlighted areas are the regions of statistically significant values of the R_6 coefficients. The surface circulation scheme is shown by arrows

Коэффициенты корреляции R_3 между максимальными значениями частоты Вэйсяля – Брента и суммарными расходами Колымы за три предшествующих месяца статистически значимы на западной периферии круговорота Бофорта в июне, июле, а в августе и сентябре – у западного побережья Чукотского моря и в районе залива Коцебу. Коэффициенты R_3 достигают максимума в августе ($\sim 0,51$), а S – в июне ($\sim 53300 \text{ км}^2$) (рис. 4). Коэффициенты R_6 также являются статистически значимыми. Области, в которых они фиксируются, совпадают с районами для коэффициентов R_3 . Коэффициенты R_6 достигают максимума в августе и сентябре ($\sim 0,52$), S – в августе ($\sim 53300 \text{ км}^2$) (рис. 5).

З а к л ю ч е н и е

На основе данных реанализа *ORAP5* за период 1979–2013 гг. проведено исследование влияния стока рек Маккензи, Юкон, Колыма на плотностную стратификацию арктических морей Бофорта и Чукотского. Максимальная устойчивость вод в Чукотском море наступает в июле, в море Бофорта – в июне. В Чукотском море плотностная стратификация наиболее выражена у западного побережья, в районе влияния опресненных вод вдольберегового Сибирского течения. Частота Вэйсяля – Брента в Чукотском море достигает максимального значения в июне (34 цикл/ч) и в июле (37 цикл/ч), в море

Бофорта – в зоне воздействия стока Маккензи в июне (~ 80 цикл/ч) и в июле (~ 74 цикл/ч), в прикромочных районах – в июле (25–30 цикл/ч).

Анализ результатов показал, что наибольшее влияние на плотностную стратификацию вод морей Чукотского и Бофорта оказывает сток Маккензи и Юкона за предшествующий месяц, а сток Колымы – за 3 и 6 предшествующих месяцев. Установлено, что влияние стока Маккензи наиболее выражено с июля по сентябрь, области значимых коэффициентов R_1 находятся в юго-восточной и центральной частях моря Бофорта. Максимальное значение коэффициента R_1 составляет ~ 0,60. Области проявления влияния стока Юкона находятся в районе Берингова пролива, в северном районе Чукотского моря и на западной периферии круговорота моря Бофорта. Максимальные значения коэффициентов корреляции наблюдаются в сентябре и составляют 0,75 для R_1 . Влияние стока Колымы на плотностную стратификацию вод проявляется у западного побережья Чукотского моря, в районе Берингова пролива, залива Коцебу и на юго-западной периферии круговорота моря Бофорта. Максимальное значение коэффициентов R_6 наблюдается в августе и сентябре и составляет ~ 0,52.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Платов Г. А.* Формирование аномалии распресненных вод в районе круговорота Бофорта в Северном Ледовитом океане по результатам численного моделирования // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 4, № 1. С. 74–77.
2. *Shiklomanov I. A., Shiklomanov A. I.* Climatic Change and the Dynamics of River Runoff into the Arctic Ocean // *Water Resources*. 2003. Vol. 30, iss. 6. P. 593–601. doi:10.1023/B:WARE.0000007584.73692.ca
3. Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans / E. C. Carmack [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016. Vol. 121, iss. 3. P. 675–717. <https://doi.org/10.1002/2015JG003140>
4. *Steele M., Boyd T.* Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans* 1998. Vol. 103, iss. C5. P. 10419–10435. doi:10.1029/98JC00580
5. *Flint M. V., Poyarkov S. G., Rimsky-Korsakov N. A.* Ecosystems of the Russian Arctic-2015 (63rd Cruise of the research vessel *Akademik Mstislav Keldysh*) // *Oceanology*. 2016. Vol. 56, iss. 3. P. 459–461. <https://doi.org/10.1134/S0001437016030061>
6. Pan-Arctic Ocean Primary Production Constrained by Turbulent Nitrate Fluxes / A. Randelhoff [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2020. Vol. 7. 150. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00150>
7. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Региональные особенности распределения частоты Вейселя – Брента в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 5. С. 437–448. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-437-448
8. *Bukatov A. A., Pavlenko E. A., Solovei N. M.* Estimation of Waters Vertical Structure in the Barents and Kara Seas // *Processes in GeoMedia – Volume II* / Ed. T. Chaplina. Switzerland AG : Springer Geology, 2021. P. 41–53. https://doi.org/10.1007/978-3-030-53521-6_7
9. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Влияние материкового стока на плотностную стратификацию морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // *Процессы в геосредах*. 2021. № 2 (28). С. 1093–1100.
10. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Влияние материкового стока на плотностную стратификацию Баренцева и Карского морей // *Процессы в геосредах*. 2020. № 3 (25). С. 764–771.

11. *Zuo H., Balmaseda M. A., Mogensen K.* The new eddy-permitting ORAP5 ocean reanalysis: description, evaluation and uncertainties in climate signals // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 49. iss. 3. P. 791–811. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2675-1>
12. Areas of the global major river plumes / Y. Kang [et al.] // *Acta Oceanologica Sinica*. 2013. Vol. 32. iss. 1. P. 79–88. doi:10.1007/s13131-013-0269-5
13. Changing Arctic Ocean freshwater pathways / J. Morison [et al.] // *Nature*. 2012. Vol. 481. P. 66–70. doi:10.1038/nature10705
14. *Букатов А. Е., Павленко Е. А.* Пространственно-временная изменчивость распределения частоты плавучести в Чукотском море // *Процессы в геосредах*. 2017. № 3 (12). С. 573–579.
15. The large-scale freshwater cycle of the Arctic / M. C. Serreze [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. Vol. 111, iss. C11. C11010. doi:10.1029/2005JC003424
16. *Coachman L. K., Aagaard K. A., Tripp R. B.* Bering Strait: The regional physical oceanography. Seattle, USA : University of Washington Press, 1976. 172 p.
17. *Proshutinsky A. Y., Johnson M. A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. Vol. 102, iss. C6. P. 12493–12514. doi:10.1029/97JC00738

Об авторах:

Букатов Антон Алексеевич, ведущий научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1165-8428**, **ResearcherID: P-6733-2017**, newisland@list.ru

Павленко Екатерина Анатольевна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-9146-5708**, pavlenko.ea@mhi-ras.ru

Соловей Неля Михайловна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-3359-0345**, nele7@mail.ru

Научная статья

УДК 551.46.06:551.466.6(571.645)
EDN: CNZLGB

Особенности волновых процессов в Южно-Курильском проливе по данным наблюдений

Д. П. Ковалев, П. Д. Ковалев ✉

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
✉ kovalev_pd@outlook.com

Поступила в редакцию 15.08.2022; одобрена после рецензирования 03.04.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Целью работы является изучение волнения в Южно-Курильском проливе в диапазоне периодов от ветровых волн до приливных с использованием данных натуральных наблюдений и объяснение наблюдаемых волновых процессов с помощью существующих теорий и моделей.

Методы и результаты. Рассмотрены результаты анализа долговременных (до 12 месяцев) временных серий наблюдений за волнением и температурой воды с дискретностью 1 с в трех пунктах прибрежной зоны Южно-Курильского пролива, выполненных с использованием донных автономных регистраторов волнения АРВ-К14. Для обнаружения волновых процессов применялся спектральный анализ, который показал наличие значимых максимумов в спектральных плотностях. В результате обнаружены суточные и полусуточные приливные волны, а по временным рядам колебаний температуры морской воды – волны с периодом приливной гармоник К₁. Расчет периодов сейш выполнялся по формуле для полуоткрытой акватории и показал возможность генерации собственных колебаний уровня Южно-Курильского пролива с периодом 5,0 ч, который близок к периоду 4,8 ч, обнаруженному по данным наблюдений. Выявлен рост амплитуды сейш, начинающийся после достижения минимального уровня отлива, по мере увеличения уровня. Объяснение этому эффекту дано с использованием динамического механизма генерации прибрежных сейш глубоководными внутренними волнами, возбуждаемыми баротропным приливом, описанному в статьях Д. К. Чапмана и Г. С. Гизе.

Выводы. Показано, что вклад энергии в волновой процесс с периодом 4,8 ч могут вносить как сейши, так и приливная гармоника. Колебания уровня с периодами от 0,4 до 3 ч не зависят от приливных гармоник и, возможно, являются сейшами или краевыми волнами. По результатам спектрального анализа трех временных рядов установлено, что сейши в Южно-Курильском проливе имеют малую энергию и в нем нет условий для их значительного резонансного усиления. Показано, что часть энергии приливных волн передается сейшевым колебаниям бухт Крабовой и Малокурильской. Анализ колебаний уровня моря в диапазоне инфрагравитационных волн показал возможность перехода колебаний в Южно-Курильской бухте к хаотическим, что подтверждено моделированием поведения динамической системы – водной массы бухты, возбуждаемой приходящими волнами зыби.

Ключевые слова: сейши, зыбь, инфрагравитационные волны, приливные волны, хаотические колебания, колебания уровня моря, натурные наблюдения, спектральный анализ

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ИМГиГ ДВО РАН (FWWW-2021-0002) при частичном финансировании грантом Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-70.2022.1.5.

© Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., 2023

Для цитирования: Ковалев Д. П., Ковалев П. Д. Особенности волновых процессов в Южно-Курильском проливе по данным наблюдений // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 478–496. EDN CNZLGB.

Original article

Features of the Wave Processes in the South Kuril Strait Based on Observational Data

D. P. Kovalev, P. D. Kovalev ✉

*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

✉ kovalev_pd@outlook.com

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the waves in the South Kuril Strait within the period ranges from the wind waves to the tidal ones using the field observations data, and also at explaining the observed wave processes using the existing theories and models.

Methods and Results. The results of the analyzed long-term (up to 12 months) time series of observations of waves and water temperature performed with the 1 s discreteness by the bottom autonomous wave recorders ARW-K14 at three points in the South Kuril Strait coastal zone are considered. To detect wave processes, the spectral analysis was applied. It showed the presence of significant maxima in the spectral densities that resulted in revealing the diurnal and semidiurnal tidal waves, and the time series of seawater temperature fluctuations made it possible to find out the waves with a period of the tidal harmonic K_1 . The seiche periods were calculated by the formula for a semi-open water area, and it showed the possibility of generating eigen oscillations of sea level in the South Kuril Strait with a period 5.0 hours, which was close to the period 4.8 hours derived from the observational data. It was revealed that the seiches amplitude were increased after the ebb had reached its minimum level and further as the level grew. This effect (described by D. K. Chapman and G. S. Giese in their articles) is explained using the dynamic mechanism of generating the coastal seiches by deep-sea internal waves induced by a barotropic tide.

Conclusions. It is shown that both seiches and tidal harmonics can contribute energy to the wave process with a period 4.8 hours. The level fluctuations with the periods varying from 0.4 to 3 hours do not depend on tidal harmonics and, possibly, they are the seiches or the edge waves. The results of spectral analysis of three time series permitted to find out that seiches in the South Kuril Strait were of low energy and there were no conditions for their significant resonant amplification. It was shown that a part of the energy of tidal waves was transferred to the seiche oscillations in the Krabovaya and Malokuril'skaya bays. Having being analyzed, the sea level fluctuations in the range of infragravity waves showed the possibility of the South Kuril Bay fluctuations to transform to the chaotic ones, which had been confirmed by modeling the behavior of the dynamic system – the water mass of the bay excited by the incoming swell waves.

Keywords: seiches, swell, infragravity waves, tidal waves, chaotic vibrations, sea level fluctuations, field observations, spectral analysis

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment of the Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB of RAS (FWWM-2021-0002) with partial funding by the grant of the President of Russian Federation for state support of the leading scientific schools of RF No. III-70.2022.1.5.

For citation: Kovalev, D.P. and Kovalev, P.D., 2023. Features of the Wave Processes in the South Kuril Strait Based on Observational Data. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 438-453.

Введение

Знание характеристик волнового режима для конкретных морских акваторий представляет практический интерес, связанный с судоходством, рыбным промыслом и прибрежной инженерией. Поскольку морские волны могут усиливаться в зависимости от метеоусловий и батиметрических особенностей побережья, необходимо проводить изучение сопутствующих волнению факторов. Поэтому проблема изучения волнения и условий генерации волн в конкретных акваториях является актуальной.

В материалах исследований, относящихся к рассматриваемой акватории, опубликованных ранее в работах [1, 2], приведены результаты изучения волнения в Южно-Курильской бухте – в основном в диапазоне периодов ветровых волн и зыби – с использованием временных серий наблюдений при помощи приборов, установленных в Южно-Курильской бухте. Что касается исследования волнения в самом проливе, в этих работах сделаны лишь небольшие заключения только для диапазона длинных волн.

Исходя из этого, для детального изучения волнового поля в рассматриваемой акватории было решено провести длительные измерения волнения в широком диапазоне периодов колебаний уровня моря в трех пунктах с противоположных сторон Южно-Курильского пролива. С учетом предположения о том, что активность сейш обусловлена большими приливами [3], представляется возможным проверить это утверждение для рассматриваемой акватории.

Основными методами для проведения рассмотренных здесь исследований являлись, во-первых, длительные инструментальные измерения колебаний уровня моря и температуры воды в широком диапазоне периодов; во-вторых, спектральный, взаимно спектральный и спектрально-временной анализ. Это позволяет обнаружить волновые процессы, которые происходят при наблюдаемых колебаниях уровня и температуры, по максимумам энергии. Выделенные волновые процессы моделируются в соответствии с известными теориями и формулами.

Целью исследований, результаты которых изложены в настоящей статье, является изучение волнения в диапазоне периодов от ветровых волн до приливных в Южно-Курильском проливе с использованием данных натуральных наблюдений. Полученные выводы позволяют учесть проявление волновых процессов в рассматриваемой акватории и избежать наступления негативных последствий для судоходства и рыболовства, а также при строительстве прибрежных инженерных сооружений.

В настоящей работе рассматриваются результаты исследования, полученные при изучении волнения в Южно-Курильском проливе в основном по измерениям двух приборов: один в акватории о. Шикотан, бухта Крабовая, с номером 112; другой – в Южно-Курильской бухте с номером 813 (рис. 1). Синхронно с этими двумя приборами измерения проводились третьим прибором с номером 819, установленным в б. Малокурильской, о. Шикотан. Однако полученный с его помощью временной ряд в области периодов волнения более 1 ч мало отличался от временного ряда прибора 813.



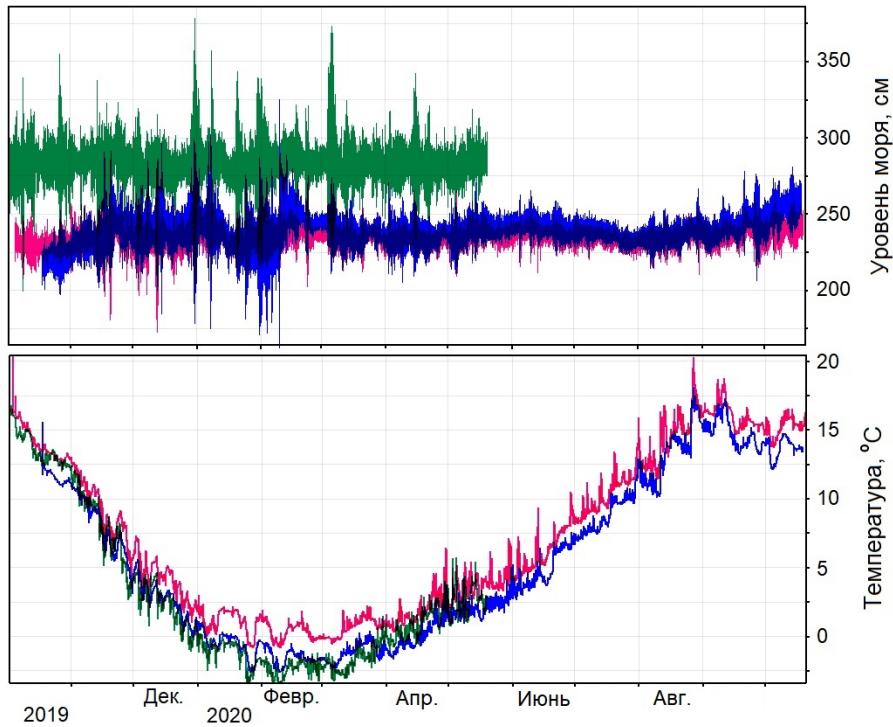
Р и с. 1. Карта Южно-Курильского пролива и места расположения приборов (желтые кружки)
F i g. 1. Map of the South Kuril Strait and locations of the devices (yellow circles)

Проведение наблюдений и полученные данные

Измерения проводились с использованием регистраторов волнения АРВ-14К. Были получены временные ряды наблюдений за уровнем и температурой моря с секундной дискретностью и продолжительностью 8 мес. в Южно-Курильской бухте и около 12 мес. в районе о. Шикотан в 2019–2020 гг. Совместная синхронная регистрация осуществлялась в течение около 6,5 мес. с октября 2019 по май 2020 г. Расстояние поперек Южно-Курильского пролива – между о. Кунашир и о. Шикотан по перпендикуляру к о. Кунашир, измеренное по карте мира 1985 v. 2 (URL: http://retromap.ru/161985_47.058662,143.66374), составляет около 60,8 км. Расстояние от о. Хоккайдо до о. Итуруп около 171,4 км, от о. Хоккайдо до пролива Екатерины 157,1 км, а протяженность о. Кунашир 107,9 км (рис. 1). Эти параметры необходимы для расчета резонансных свойств акватории Южно-Курильского пролива.

Полученные в результате измерений временные ряды колебаний уровня моря и температуры приведены на рис. 2. Поскольку приливные колебания существенно загромождают рисунок, то из рядов данных с использованием программы *Кута*¹ [4] был вычтен предвычисленный прилив. Спектральный и взаимно-спектральный анализ временных рядов, результаты которого рассматриваются здесь, также выполнялся с использованием этой программы.

¹ Ковалев Д. П. *Кута* [Электронный ресурс]. Электрон. прогр. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2018. № гос. регистрации RU2018618773.



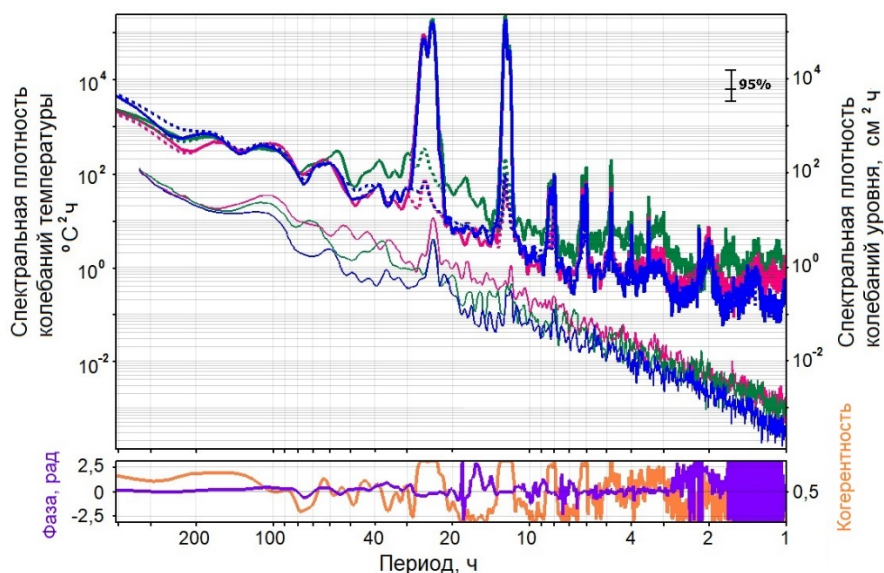
Р и с. 2. Временной ход колебаний уровня моря и температуры. Красный цвет – по данным прибора 112, синий – 819, зеленый – 813. Из временных рядов уровня вычтен предвычисленный прилив

Fig. 2. Time variation of the sea level and temperature fluctuations. Red color – based on the device 112 data, blue color – 819, green color – 813. The pre-calculated tide is subtracted from the level time series

Анализ длинноволновых колебаний уровня моря

В этом разделе рассматриваются длинноволновые колебания уровня моря с периодом более 1 ч. На рис. 3 приведены спектральные плотности колебаний уровня моря, рассчитанные по всей длине измеренных рядов, в том числе и для временных серий, с вычтенным предвычисленным приливом. По этому рисунку можно судить, являются ли те или иные пики приливными гармониками. Существенно выделяются пики в диапазоне суточных и полусуточных приливных гармоник. При этом их периоды совпадают для всех трех пунктов наблюдения и близки к периодам O_1 , K_1 , S_0 , S_2 (таблица), приведенным в работе [5]. Приливные гармоника с более короткими периодами, как видно из рис. 3, обладают меньшей энергией, но также хорошо выделяются и превышают доверительный интервал.

Отметим, что задача детального приливного анализа в настоящей работе не ставилась. Здесь необходимо было показать, на каких периодах могут проявляться приливные гармоника, а на каких – другие типы волн, что сделано сравнением спектральных плотностей для исходных временных рядов и рядов с вычтенным предвычисленным приливом.



Р и с. 3. Спектральные плотности колебаний уровня моря (толстые линии). Пунктирные линии – спектральные плотности для временных рядов с вычтенным предвычисленным приливом; тонкие линии – спектральные плотности колебаний температуры. Зеленым цветом выделен спектр для б. Южно-Курильской (прибор 813), синим – б. Малокурильской (прибор 819), розовым – б. Крабовой (прибор 112). Когерентность (оранжевая линия) и фаза (фиолетовая линия) для временных рядов б. Южно-Курильской и б. Крабовой

F i g. 3. Spectral densities of the sea level fluctuations (thick lines). Dashed lines are the spectral densities for the time series with the subtracted pre-calculated tide; thin lines are the spectral densities of temperature fluctuations. Green color denotes the spectrum for the South Kuril Bay (device 813), blue color – for the Malokurilskaya Bay (device 819) and pink color – for the Krabovaya Bay (device 112). Coherence (orange line) and phase (purple line) are for the time series of the South Kuril and Krabovaya bays

Периоды пиков в графиках спектральной плотности и соответствие их приливным гармоникам

Peak periods in the graphs of spectral density and correspondence to their tidal harmonics

Измеренный период, ч / Measured period, h	Период приливной гармоники, ч / Period of a tidal harmonic, h	Приливная гармоника по работе [5] / Tidal harmonic in [5]	Измеренный период, ч / Measured period, h	Период приливной гармоники, ч / Period of a tidal harmonic, h	Приливная гармоника по работе [5] / Tidal harmonic in [5]
29,93	29,07	α_1	8,00	8,00	SP_3^*
25,85	25,85	O_1, MK_1^*	6,20	6,21	M_4^*
23,93	23,93	$K_1, 24 S_1$	4,80	4,86	S_4^*
12,43	12,44	α_2, SO_2^*	6,00	6,00	$3KM_5$
12,00	12,00	S_2	4,00	4,00	S_6^*
8,42	8,49	NO_3^*			

* Для мелководного прилива. /

* For a low tide.

Были рассчитаны также спектральные плотности колебаний температуры морской воды. Графики достаточно гладкие с законом спадаания примерно – 1/2. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 4 2023 483

Пик, превышающий 95%-ный доверительный интервал, для всех трех временных рядов имеет период 23,97 ч и соответствует приливной гармонике K_1 (рис. 3). Пики на периодах 12,0 и 12,43 ч несколько меньше доверительного интервала, за исключением графика, относящегося к б. Малокурильской, но и здесь превышение незначительное. Периоды этих пиков также соответствуют приливному гармоникам.

Отметим еще одну особенность спектральной плотности температуры воды. Даже для волновых процессов с периодами 23,97 ч энергия спектрального максимума превышает средний уровень примерно на один порядок, в то время как для приливных волн уровня с этим же периодом превышение составляет более четырех порядков.

Сейши

Хорошо известно, что в заливах, бухтах под воздействием различных факторов могут генерироваться собственные резонансные колебания акваторий – сейши. Результатам их изучения в разных акваториях Мирового океана посвящено много статей, например [6–9]. В то же время резонансные свойства акваторий конкретных побережий определяют параметры собственных колебаний этих акваторий, а периоды шельфовых сейш зависят от уклона морского дна. При этом, как полагают авторы работы [10], прибрежные воды обычно колеблются на резонансных частотах в диапазоне от 0,5 до 5 циклов в час, что характерно для конкретной гавани, залива или шельфа.

Энергия на возбуждение сейш может поступать из разных источников. Так, в работах [9, 11–13], оценивают энергию атмосферных возмущений, которая передается в открытом море метеоцунами, а они, в свою очередь, приходя в береговую зону или бухту, возбуждают в них сейши. Другие исследователи (например, в работе [14]) рассматривают стоячие волны в портовых бассейнах, возникающие из-за подачи энергии из открытого моря, где она может генерироваться более широким рядом механизмов, например приливом, прибором, цунами, внутренними волнами и атмосферными возмущениями [3, 6, 7, 15]. При этом доминирующий источник может отличаться от гавани к гавани, в зависимости от наличия таких механизмов и конкретной географической ситуации гавани. Поэтому представляет интерес как рассмотреть сами сейши, так и определить источник их энергии.

Поскольку глубина вдоль Южно-Курильского пролива изменяется значительно, а формулы расчета сейш для переменной глубины моря достаточно сложные, для оценочного расчета использовалась простая формула по методу Дюбуа², которая применима для расчета одноузловой сейши водоема переменной глубины. В этом методе осевая линия водоема делится на n участков длиной Δx и период вычисляется по формуле

$$T = \left(\frac{4}{\sqrt{g}} \right) \sum_{i=0}^{i=h} \Delta x / (\sqrt{H_i} + \sqrt{H_{i+1}}), \quad (1)$$

где H_i и H_{i+1} – глубина воды в точках пересечения осевой линии с перечисленными створами, равномерно распределенными по длине водоема.

² Сейши на озерах СССР / Н. М. Арсеньева [и др.]. Л. : Изд-во ЛГУ, 1963. 184 с.

Длина Южно-Курильского пролива от о. Хоккайдо до северной оконечности о. Кунашир разбивалась на 15 отрезков длиной по 10,9 км, и на границах каждого отрезка фиксировалась глубина, определяемая по батиметрической карте. Расчет с использованием формулы (1) показал период 5,0 ч. По данным наблюдений, в спектральной плотности присутствует пик с периодом 4,8 ч, т. е. достаточно близким к расчетному.

Отметим, что для диапазона периодов волн 4,8–5 ч, по данным работы [5], существует несколько приливных гармоник. Отделить, какая из них может передавать энергию сейшам (возможно, резонансным путем), не представилось возможным. Пик с периодом 4,8 ч присутствует на графиках спектральных плотностей для временных рядов с приливом для всех пунктов наблюдения, а для временных рядов с вычтенным приливом амплитуда волн в 2,8 раза меньше. Поэтому можно предположить, что обнаруженный волновой процесс является сейшей, а приливная гармоника передает ему часть энергии.

С учетом параметров Южно-Курильского пролива, приведенных выше, и средней глубины около 150 м, были определены периоды мод собственных резонансных колебаний с использованием формулы для полуоткрытых прямоугольных бассейнов длины L и однородной глубины H [9, с. 198]

$$T_n = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gH}} \quad \text{для моды } n = 0, 1, 2, 3, \dots, \quad (2)$$

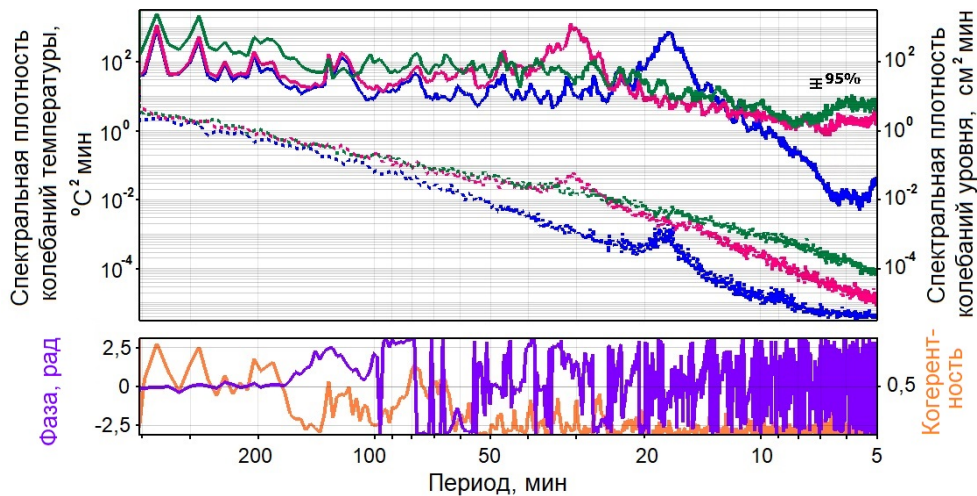
В результате расчета для акватории Южно-Курильского пролива были получены возможные периоды мод сейшевых колебаний от 0,4 до 2,9 ч. Отметим, что волновые процессы в проливе с периодом около 3 ч показаны в работах других авторов, например в [16, 17]. Авторы приведенных работ полагают, что этот максимум связан с модой Гельмгольца для Южно-Курильского пролива в целом.

В работе [18] сделан вывод, что периоды сейш, вычисленные по приведенным выше формулам (1), (2), как правило, оказываются весьма близкими к измеренным значениям, что получили и в данной работе. Таким образом, выполненные расчеты показывают, что в Южно-Курильском проливе возможна генерация сейш на периодах обнаруженных пиков в спектральной плотности колебаний уровня моря. И эти периоды определяются резонансными свойствами акватории пролива.

Далее рассмотрим волновые процессы с периодами колебаний уровня и температуры в диапазоне от 5 до 200 мин. Более короткие периоды поверхностных волн относятся к диапазону инфрагравитационных (ИГ) волн, и они будут анализироваться ниже. Рассчитанные спектральные плотности для этого диапазона приведены на рис. 4. На графиках спектральных плотностей, относящихся к бухтам Малокурильской и Крабовой, хорошо видны широкие пики на периодах около 18 и 30 мин соответственно. Эти пики относятся к собственным колебаниям бухт, и поскольку приборы располагались в бухтах, то эти пики хорошо выражены.

На графике спектральной плотности колебаний уровня (рис. 4) для Южно-Курильска также присутствуют пики, превышающие 95%-ный доверительный интервал, на периодах от 20 до 100 мин, но их превышение над общим уровнем

меньше порядка, и это связано с тем, что Южно-Курильская бухта более открытая и ее добротность ниже. Когерентность между временными рядами Южно-Курильская и Крабового на рассматриваемых периодах не превышает доверительного уровня, что очевидно из-за большого расстояния между пунктами, и на рисунке график когерентности поэтому не показан.



Р и с. 4. Спектральные плотности колебаний уровня (сплошные линии) и температуры (пунктирные) по данным приборов 819 (синий цвет), 112 (красный цвет), 813 (зеленый цвет); когерентность (оранжевая линия) и фаза (фиолетовая линия) между временными рядами в бухтах Малокурильской (прибор 819) и Крабовой (прибор 112)

Fig. 4. Spectral densities of level fluctuations (solid lines) and temperature (dotted lines) based on the data of devices 819 (blue color), 112 (red color) and 813 (green color); coherence (orange line) and phase (purple line) are between the time series of the Malokurilskaya (device 819) and Krabovaya (device 112) bays

Отметим, что для рассматриваемого района В. Я. Марамзиным [19] была построена численная модель сейшевых колебаний с использованием метода конечных элементов. При этом рассчитывались колебания с периодами короче двух часов. Один из полученных в расчете периодов, соответствующий собственным колебаниям Южно-Курильского пролива, равен 43,8 мин и достаточно близок к зарегистрированному нами 47 мин (разница в 7%). Небольшое различие связано, по-видимому, с приближениями, принятыми при построении численной модели.

По данным спектрального анализа, приведенным в работе [16], максимум в спектре имеет тот же период, что и по нашим данным. В то же время, поскольку когерентность для этого периода между временными рядами бухт Южно-Курильской и Крабовой не превышает 0,05 и значительно ниже доверительного уровня 0,4, можно заключить, что колебания уровня с этим периодом обусловлены локальной топографией Южно-Курильской бухты и они не являются сейшами всего Южно-Курильского пролива.

Таким образом, результаты спектрального анализа трех временных рядов показывают, что сейши в Южно-Курильском проливе имеют малую энергию

и проявляются сравнительно слабо по сравнению с бухтами Малокурильской и Крабовой, а значит, здесь нет условий для значительного резонансного усиления проходящих волн. Авторы работы [20] М. Накано и С. Уноки также относят Южно-Курильский пролив к акваториям, в которых редко наблюдаются сильные сейши. Тем не менее для колебаний уровня с периодами от 0,42 до 2,9 ч и на периоде 4,8 ч когерентность между временными рядами колебаний уровня, измеренными по разным сторонам Южно-Курильского пролива, превышает 0,5 (см. рис. 3). Можно заключить, что они являются сейшами акватории пролива, а наибольшей энергией обладают колебания с периодом 4,8 ч.

На графиках спектральной плотности температуры (рис. 4) выделяются только пики, соответствующие собственным частотам бухт Малокурильской и Крабовой. При этом, поскольку энергия колебаний уровня значительно больше для поверхностных волн, существует возможность ее передачи колебаниям температуры – внутренним волнам.

Передача энергии сейшам от приливных волн

Как отмечалось выше, исследователи полагают, что энергия на возбуждение сейш может поступать от приливных волн. Одним из основополагающих исследований этого направления можно, по-видимому, считать работу [3]. Ее авторы на основе анализа 10-летних временных рядов показали, что большие приливы необходимы для создания высокой сейшевой активности. Рассмотрим это утверждение применительно к бухтам Южно-Курильского пролива.

С использованием опции программы *Кута* были рассчитаны значимые высоты волн с периодом 27–34 мин, которые определяются как средние высоты волн, для б. Крабовой и с периодом 16–19 мин для б. Малокурильской. Графики для б. Крабовой приведены на рис. 5. Для б. Малокурильской они имеют похожий вид. В Южно-Курильской бухте по результатам спектрально-временного анализа наблюдаются волновые процессы с периодами от 20 до 100 мин, но превышение высоты этих волн над фоновым уровнем небольшое, не более чем в три раза. К тому же энергия фоновых колебаний, как видно из рис. 4, высокая, и по этой причине определить, передается ли здесь приливная энергия сейшам или поступает из других источников, не представляется возможным.

На рис. 5 *a, b* хорошо видно, что с увеличением высоты приливной волны растет амплитуда сейш, что подтверждается и спектрограммой (рис. 5, *c*). При этом максимум амплитуды сейш соответствует минимальным уровням моря. Так, во время максимальных отливов 21, 24, 25 июня около ноля часов наблюдаются сейши с периодом около 30 мин и максимальной амплитудой. Можно сделать вывод, что часть энергии приливной волны передается сейшам. В то же время, как показали такие же графики, но для штормовой погоды, амплитуда сейш превышает значения максимумов, возбужденных приливной волной, более чем в 1,5–2 раза. Это означает, что большая часть энергии в рассматриваемой акватории передается сейшевым колебаниям от других источников – энергии атмосферных возмущений, которая сначала в открытом море передается длинным волнам, и уже они, приходя в береговую зону или бухту, способствуют генерации сейш.

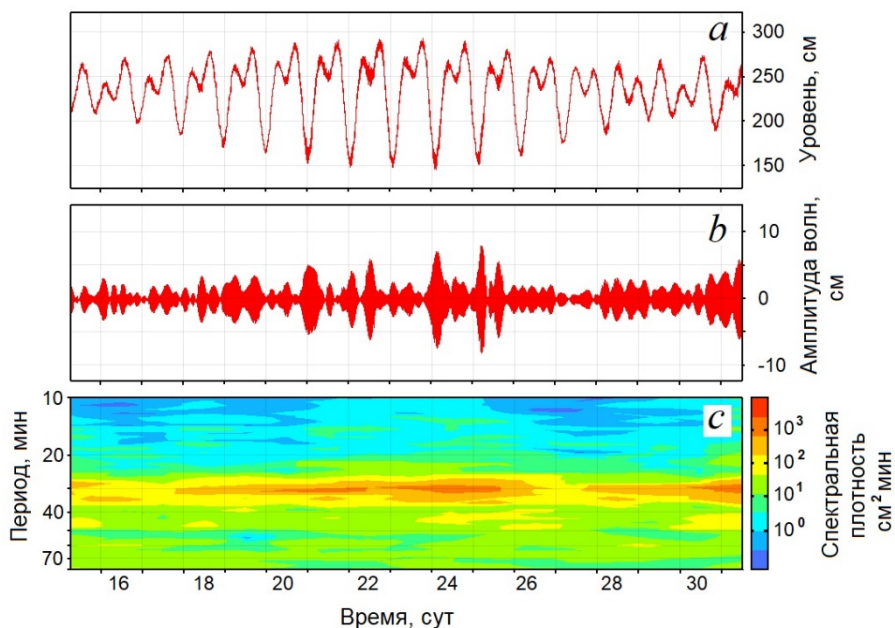


Рис. 5. Колебания уровня моря с приливом (а), амплитуда колебаний сейш с периодом около 30 мин (b), спектрограмма (с) для б. Крабовой, июнь 2020
Fig. 5. Sea level fluctuations with a tide (a), amplitude of seiche fluctuations with a period of about 30 min (b) and spectrogram (c) for the Krabovaya Bay (June, 2020)

Для понимания возможного механизма влияния приливов на сейши обратимся к исследованиям, посвященным этой тематике. Так, в работе ³ показано, что развитие неглубокого пикноклина (тонкого смешанного слоя) увеличивает частоту Брента – Вьяйсяля и уменьшает наклон приливного потока. При надлежащем астрономическом воздействии и условиях вертикальной стратификации энергия баротропного прилива на шельфе или вблизи него переносится на шельф в направлении генерации внутренних приливов и берегового потока в воды платформы, что приводит к увеличению активности прибрежных сейш.

В то же время в работах [21–23] и других описаны исследования взаимосвязи между наклоном дна и генерацией внутренних приливов баротропным приливом. Показано и в настоящее время широко признано ³, что этот зависящий от широты процесс происходит во всем мире и на региональном, а также глобальном уровнях.

То есть в конечном итоге получаем связь баротропного прилива с прибрежными сейшами. Такая гипотеза была предложена в работе [24] и подтверждена наблюдениями за баротропными приливами в юго-восточной части Карибского моря [3]. Теоретическая поддержка этой гипотезы приводится в ста-

³ Coastal seiches, internal tide generation, and diapycnal mixing off Puerto Rico / E. Alfonso Sosa [et al.] // Variabilidad temporal de la producción primaria fitoplanctónica en la estación CaTS (Caribbean Time-Series Station): Con énfasis en el impacto de la marea interna semidiurna sobre la producción : Ph. D. Dissertation / E. Alfonso Sosa. Mayagüez, Puerto Rico : Department of Marine Sciences, University of Puerto Rico, 2001. Apéndice D. P. 297–346.

тье [25], в которой исследован динамический механизм генерации прибрежных сейш глубокowodными внутренними волнами с использованием линейной двухслойной прибрежной модели, и в ней внутренние волны, приходя из глубокого океана, сталкиваются с топографией дна ступенчатого шельфа.

Много раньше некоторые исследователи, например Р. А. Харрис⁴ [3], полагали, что сейши являются только метеорологически вынужденными. Однако в части случаев, как показали исследования [3], наблюдается обратная зависимость между скоростью ветра и активностью сейш; кроме того, отсутствие высоких уровней активности сейш после небольших приливов в юго-восточной части Карибского бассейна в течение 10-летнего периода наблюдений свидетельствует против метеорологического воздействия.

В рассматриваемом здесь случае генерации сейш их амплитуда растет с ростом высоты прилива и достигает максимума в сизигию. Это согласуется с вышеописанным механизмом генерации сейш. Тем не менее авторы допускают, что при значительном снижении энергии, передаваемой приливом сейшам, возможно возбуждение сейш в результате воздействия штормового волнения или совместным с приливом механизмами.

Что касается усиления сейш при минимальных уровнях отлива, то авторы предполагают наличие механизма, описанного в работе [26]. В ней показано, что синхронность инициирования волнового пакета и волны K_1 связана с циклическим отделением приливного потока колебаний K_1 от возвышенности, расположенной между островами в проливе Уруп, с сопутствующим порождением вихрей, которые впоследствии генерируют волновые пакеты.

В рассматриваемом случае возможна похожая ситуация при отделении приливного потока на возвышенностях проливов между Южными Курильскими островами, связанных с Южно-Курильским проливом. Сходный эффект описан и по результатам исследования острова *Palawan* [27], в котором сделано предположение о сильном приливе над хребтом *Aves* в качестве вероятного механизма генерации солитонов, приходящих на южное побережье Пуэрто-Рико. В работах [3, 24] описаны дополнительные исследования, подтверждающие взаимосвязи внутреннего прилива – солитона – прибрежных сейш в северной части Карибского бассейна.

Диапазон периодов ветровых волн, зыби и ИГ волн

Изучение этого диапазона периодов волн от примерно 5 с до 10 мин представляет интерес, поскольку, приходя в прибрежную зону, эти волны способствуют образованию ритмических форм рельефа, баров и могут быть ответственны за разрушение береговой линии и, как следствие, повреждение прибрежных инженерных сооружений, особенно с учетом того, что часть Южно-Курильска расположена на низком берегу у самого моря. В противоположность ему, Малокурильское и Крабозаводское расположены на берегах достаточно хорошо закрытых бухт, и волнение на побережье у этих поселений значительно меньше. Это также видно и из сравнения графиков спектральной плотности колебаний уровня моря для трех пунктов (рис. 6).

⁴ *Harris R. A. Manual of Tides. Part V : Currents, Shallow-water tides, meteorological tides, and miscellaneous matters. Washington, 1907. Chapter 9. P. 472–482. URL: <https://archive.org/details/harris-1894-manual-of-tides-part-iv-b-and-v/page/n7/mode/2up> (date of access: 27.07.2023).*

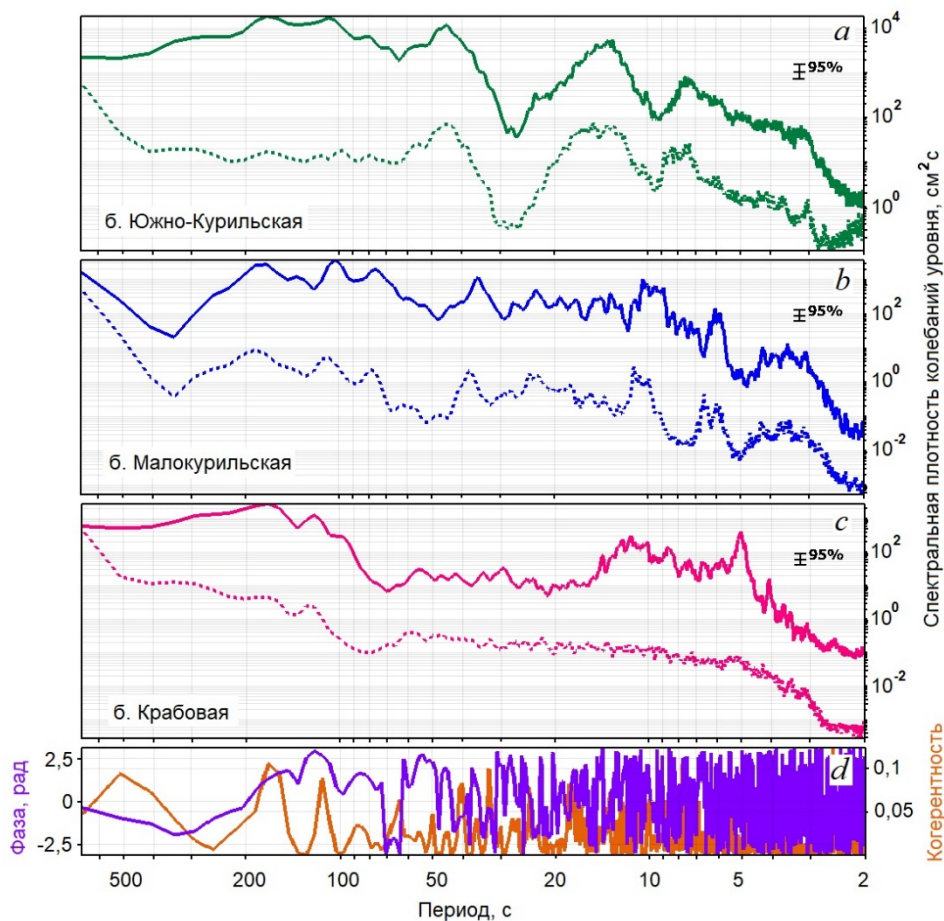


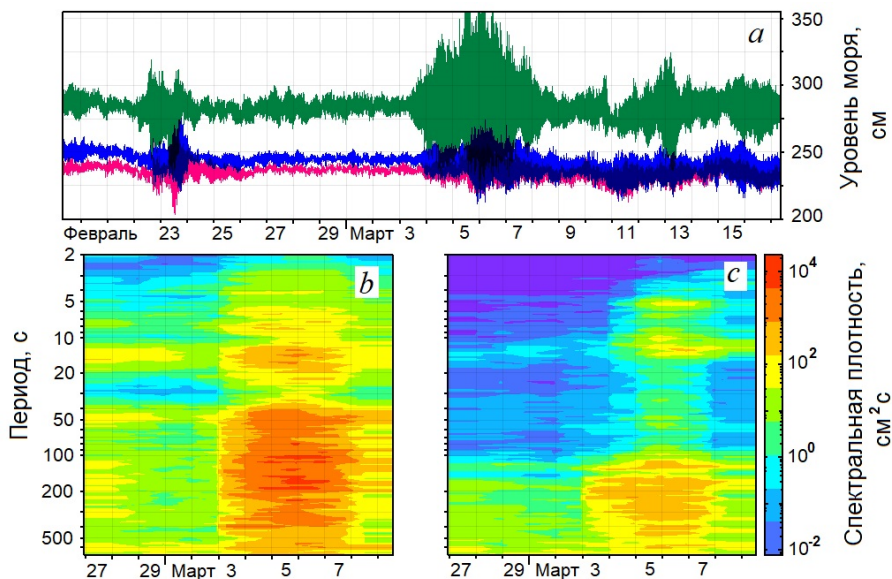
Рис. 6. Спектральные плотности колебаний уровня (*a – c*) для шторма 3–8 марта 2020 г. (сплошные линии) и для тихой погоды 26 февраля – 3 марта 2020 г. (пунктирные линии). Когерентность (оранжевая линия) и фаза (фиолетовая линия) между временными рядами в б. Малокурильской и б. Крабовой (*d*)

Fig. 6. Spectral densities of level fluctuations (*a – c*) for the storm on March 3–8, 2020 (solid lines) and for calm weather in February 26 – March 3, 2020 (dashed lines). Coherence (orange line) and phase (purple line) are between the time series of the Malokurilskaya and Krabovaya bays (*d*)

Поскольку наибольшую опасность волнение в рассматриваемом диапазоне периодов может представлять для побережья в районе Южно-Курильска, уделим этим волновым процессам более детальное внимание. Как видно из рис. 6, при шторме в Южно-Курильской бухте график спектральной плотности колебаний уровня в диапазоне ветрового волнения и зыби достаточно гладкий. Выделяются два пологих пика на периодах около 7,5 и 14 с, соответствующие волнам зыби. Второй период близок к низкочастотной границе этих волн и определяется, по-видимому, приходящей из Тихого океана зыбью.

На спектрограмме для шторма (рис. 7, *b*) также хорошо выделяются два пика. Однако в диапазоне ИГ волн с периодами больше 30 с 3–7 марта спектр не содержит существенно выраженных пиков (рис. 7, *b*). В то же время для тихой погоды на графике спектральной плотности хорошо выделяется серия

пиков (рис. 6, *a*) на периодах ветровых волн и зыби от 3 до 15 с, а на диаграмме спектральной плотности (рис. 7, *b*) для легкого волнения 27 марта хорошо проявляется модовая структура ИГ волн, особенно это заметно по спектральным пикам на периодах около 50, 120, 300 с.



Р и с. 7. Временной ход колебаний уровня моря с вычтенным приливом (*a*) (красный цвет – по данным прибора 112, синий – 819, зеленый – 813); спектрограмма отрезка временного ряда для б. Южно-Курильской (*b*); спектрограмма временного ряда для б. Крабовой (*c*)

Fig. 7. Time variation of sea level fluctuations with the subtracted tide (*a*) (red color – based on the device 112 data, blue color – 819, green color – 813); spectrogram of the time series segment for the South Kuril Bay (*b*) and time series spectrogram for the Krabovaya Bay (*c*)

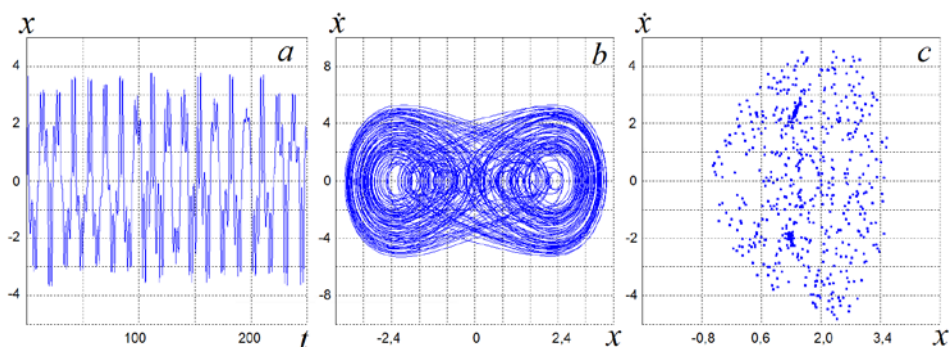
Явление ослабления спектральных пиков во время шторма отмечено и в работе [28] для бухты порта Холмск. Существенное ослабление пиков в спектрах в этой работе объясняется переходом динамической системы (водной массы в бухте г. Холмска, колеблющейся на резонансных периодах, возбуждаемых внешним воздействием – приходящей зыбью) к хаотическим колебаниям. Такой вывод сделан на основании диагностических тестов, предложенных Ф. Муном [29], и подтвержден моделированием динамической системы с использованием уравнения Дуффинга.

Полагаем, что в данном случае с приходом в Южно-Курильскую бухту внешнего возбуждения – штормовых волн большой амплитуды, достигающей 85 см во время наблюдений, спектр ИГ волн широкий и не содержит существенно выраженных периодических волновых процессов, т. е. может быть отнесен к спектру хаотического процесса. Кроме того, поскольку в динамической системе происходит преобразование энергии зыби с периодами 10–15 с в периоды более низкочастотных ИГ колебаний, что возможно только в нелинейных системах, рассматриваемая динамическая система также нелинейна.

Для проверки возможности хаотического волнения в Южно-Курильской бухте было выполнено численное моделирование колебаний с использованием осциллятора Дуффинга. Его особенностью является возможность получения хаотической динамики [30]. При этом рассматриваемая здесь нелинейная система (водная масса в Южно-Курильской бухте) может быть представлена уравнением Дуффинга, которое описывает систему 2-го порядка с нерегулярными колебаниями и внешним периодическим воздействием – штормовым волнением ⁵ [30]. Модель системы описывается уравнением в виде

$$\ddot{x} + k\dot{x} + \omega_0^2 x + \alpha x^3 = F \cos \omega t, \quad (3)$$

где точка обозначает дифференцирование по времени t ; F и ω – амплитуда и частота внешнего периодического воздействия (период T); ω_0 – собственная частота осциллятора (период T_0); k – коэффициент затухания; α – коэффициент нелинейности. Это уравнение описывает движение классической частицы в потенциале двойной ямы.



Р и с. 8. Модельный временной ход колебаний динамической системы (a), ее фазовый портрет (b) и отображение Пуанкаре (c) для параметров модели: амплитуды $F = 6,5$ и периода внешнего воздействия $T = 14$ с; периода собственных колебаний осциллятора $T_0 = 166$ с; коэффициента затухания $k = 10^{-3}$; коэффициента нелинейности $\alpha = 0,5$

F i g. 8. Model time variation of the dynamic system fluctuations (a), its phase image (b) and the Poincaré mapping (c) for the model parameters: amplitude $F = 6.5$ and period of external forcing $T = 14$ s; period of eigen fluctuations of the oscillator $T_0 = 166$ s; attenuation coefficient $k = 10^{-3}$; non-linearity coefficient $\alpha = 0.5$

Результаты численного моделирования рассматриваемой динамической системы (3) – взаимодействия ИГ волн в акватории с приходящими волнами зыби, выполненном с использованием программы ⁶, показало, что для обнаруженных в бухте периодов ИГ волн и приходящих волн зыби с периодами 14 с при повышении амплитуды внешнего воздействия F и небольшой величине параметра затухания k в динамической системе возможно возникновение хаотических колебаний. На рис. 8 приведены модельный временной ход колебаний динамической системы, ее фазовый портрет и отображение Пуанкаре. Они

⁵ Хаяси Т. Нелинейные колебания в физических системах. М. : Мир, 1968. 432 с.

⁶ Ковалев П. Д., Иволгин В. И. Руан [Электронный ресурс]. Электрон. прогр. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2018. № гос. регистрации RU2018665955.

показывают, что при значениях параметров, указанных под рисунками, в динамической системе будут наблюдаться хаотические колебания при слабом затухании вблизи второй субгармоники [29]. Моделирование показывает, что при уменьшении F до 0,1 и коэффициента нелинейности α до 0,05 колебания в системе будут гармоническими.

Отметим, что проблема перехода морского волнения к хаотическому затронуто здесь потому, что изучение поведения морских динамических систем хаотическими движениями необходимо для практических целей и учета тех последствий, к которым может привести возникновение сложной динамики. При этом в хаотичных средах, таких как вода, из комбинации волн небольшой величины может возникнуть огромная волна, обладающая разрушительной силой. Поэтому рассмотрение вопроса о возможном переходе системы к хаотическим колебаниям является важным.

Выводы

Проведены долговременные (до 12 месяцев) наблюдения за волновыми процессами (колебаниями уровня моря) и температурой воды в трех пунктах прибрежной зоны Южно-Курильского пролива. В результате получены качественные временные серии с секундной дискретностью, позволяющие провести детальное изучение волновых процессов в проливе и бухтах в широком диапазоне периодов – от ветрового волнения до приливных.

В диапазоне колебаний уровня моря с периодами больше 1 ч на графике спектральной плотности выделяются мощные пики на периодах суточных, полусуточных приливных гармоник. Энергия приливных гармоник более коротких периодов меньше примерно на два порядка. Для всех приливных гармоник когерентность для временных рядов б. Южно-Курильской и б. Крабовой превышает доверительный уровень.

Рассчитанные спектральные плотности колебаний температуры морской воды для периодов более 1 ч показали, что их графики достаточно гладкие с законом спада около $-1/2$. Пик, превышающий 95%-ный доверительный интервал, для всех трех временных рядов имеет период 23,97 ч и соответствует приливной гармонике K_1 . Пики на периодах 12,0 и 12,43 ч несколько меньше доверительного интервала, за исключением б. Малокурильской, но и здесь превышение незначительное. Периоды этих пиков также соответствуют приливным гармоникам.

Для оценочного расчета периодов сейш использовалась формула по методу Дюбуа, которая применима для определения периода одноузловой сейши водоема переменной глубины. При этом длина Южно-Курильского пролива разбивалась на 15 отрезков, и на границах каждого отрезка фиксировалась глубина. Расчет показал период 5,0 ч, который близок к пику с периодом 4,8 ч, определенному по спектральной плотности колебаний уровня моря. Однако однозначно определить, являются ли данные колебания сейшами, не представляется возможным, поскольку приливная гармоника $3KM_5$ имеет близкий период 4,86 ч.

Расчет периодов сейш по формуле для полуоткрытого прямоугольного бассейна показал возможные периоды мод сейшевых колебаний от 0,42 до

2,9 ч. Пики в этом диапазоне периодов хорошо выделяются на графиках спектральной плотности и превышают 95%-ный доверительный интервал. Показано, что величина этих пиков не зависит от прилива, а значит, соответствующие им волновые процессы неприливногo происхождения – сейши или, возможно, краевые волны. В то же время результаты спектрального анализа трех временных рядов показывают, что сейши в Южно-Курильском проливе имеют малую энергию и проявляются сравнительно слабо, а значит, здесь нет условий для их значительного резонансного усиления, что согласуется с выводами М. Накано и С. Уноки.

Рассмотрен вопрос передачи приливной энергии сейшам, возможность которой предполагает Г. С. Гизе с соавторами. Показано, что часть энергии приливных волн передается сейшевым колебаниям бухт Крабовой и Малокурильской, поскольку наблюдается рост амплитуд сейш с увеличением высоты приливов. Гипотезу для объяснения этого эффекта предложил Г. С. Гизе, а теоретическую поддержку с использованием динамического механизма генерации прибрежных сейш глубоководными внутренними волнами, возбуждаемыми баротропным приливом, выполнили Д. К. Чапман и Г. С. Гизе.

В то же время большая часть энергии в рассматриваемых акваториях передается сейшевым колебаниям от других источников, что показал анализ волнения при прохождении атмосферных возмущений над районом наблюдений. Оценить передачу энергии приливов сейшам в Южно-Курильской бухте не представилось возможным из-за значительных фоновых колебаний в этом районе.

Проведен анализ колебаний уровня в диапазоне ИГ волн. Учитывая характер изменения спектральной плотности колебаний уровня в Южно-Курильской бухте с приходом в нее волнения, а также теоретических предпосылок, изложенных Ф. Муном, мы сделали предположение о возможности перехода колебаний в бухте к хаотическим. Выполненное моделирование поведения динамической системы – водной массы бухты, возбуждаемой приходящим волнением, показало, что для обнаруженных в бухте периодов ИГ волн и приходящих волн зыби с периодами 14 с при повышении амплитуды внешнего воздействия в динамической системе возможно возникновение хаотических колебаний. И это необходимо учитывать для обеспечения безопасности судоходства, поскольку в хаотичных средах из комбинации волн небольшой величины может возникнуть разрушительная волна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ковалев П. Д., Шевченко Г. В., Ковалев Д. П.* Исследование длинноволновых движений в южной части Курильской гряды // Морские исследования и технологии изучения природы Мирового океана. Владивосток : ДВО РАН, 2005. Вып. 1. С. 69–81.
2. *Kovalev P. D., Shevchenko G. V., Kovalev D. P.* Investigation of the sea level fluctuations in the Yuzhno-Kurilskaya Bay in 2005 // Proceedings of the 21st International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, 19-24 February 2006, Mombetsu, Hokkaido, Japan. P. 225–231.
3. Causation of large-amplitude coastal seiches on the Caribbean Coast of Puerto Rico / G. S. Giese [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 1990. Vol. 20, iss. 9. P. 1449–1458. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<1449:COLACS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<1449:COLACS>2.0.CO;2)

4. Плеханов Ф. А., Ковалев Д. П. Программа комплексной обработки и анализа временных рядов данных уровня моря на основе авторских алгоритмов // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 44–53.
5. Parker B. V. Tidal Analysis and Prediction. Silver Spring, Maryland, 2007. 378 p.
6. Wilson B. W. Seiches // Advances in Hydroscience. 1972. Vol. 8. P. 1–94. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-021808-0.50006-1>
7. Korgen B. J. Seiches // American Scientist. 1995. Vol. 83, no. 4. P. 330–341.
8. De Jong M. Origin and prediction of seiches in Rotterdam harbor basins. PrintPartners Ipskamp B.V., 2004. 119 p.
9. Rabinovich A. B. Seiches and Harbor Oscillations // Handbook of Coastal and Ocean Engineering. Singapore : World Scientific Publishing Company, 2009. P. 193–236.
10. Defant A. Physical Oceanography. New York : Pergamon Press, 1960. Vol. 2. 598 p.
11. Rabinovich A. B., Monserrat S. Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis // Natural Hazards. 1996. Vol. 13, iss. 1. P. 55–90. <https://doi.org/10.1007/BF00156506>
12. Monserrat S., Vilibić I., Rabinovich A. B. Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2006. Vol. 6, iss. 6. P. 1035–1051. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-1035-2006>
13. Hibiya T., Kajiura K. Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay // Journal of the Oceanographical Society of Japan. 1982. Vol. 38, iss. 3. P. 172–182. <https://doi.org/10.1007/BF02110288>
14. De Jong M. P. C., Holthuijsen L. H., Battjes J. A. Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C4. 3117. doi:10.1029/2002JC001422
15. Giese G. S., Chapman D. C. Coastal seiches // Oceanus. 1993. Vol. 36, iss. 1. P. 38–46.
16. Рабинович А. Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л. : Гидрометеиздат, 1993. 324 с.
17. Рабинович А. Б., Левянт А. С. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил // Океанология. 1992. Т. 32, № 1. С. 29–38.
18. Судольский А. С. Динамические явления в водоемах. Л. : Гидрометеиздат, 1991. 262 с.
19. Марамзин В. Я. Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 104–114.
20. Nakano M., Unoki S. On the seiches (the secondary undulations of tides) along the coast of Japan // Records of Oceanographic Works in Japan. 1962. Special No. 6. P. 169–214.
21. Morozov E. G. Semidiurnal internal wave global field // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1995. Vol. 42, iss. 1. P. 135–148. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)92886-C](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)92886-C)
22. Müller P., Briscoe M. Diapycnal mixing and internal waves // Proceedings Hawaiian Winter Workshop, University of Hawaii at Manoa, Jan 18–22, 1999. P. 289–295.
23. Müller P., Briscoe M. Diapycnal mixing and internal waves // Oceanography. 2000. Vol. 13, iss. 2. P. 98–103. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2000.40>
24. Evidence of coastal seiche excitation by tide-generated internal solitary waves / G. S. Giese [et al.] // Geophysical Research Letters. 1982. Vol. 9, iss. 12. P. 1305–1308. <https://doi.org/10.1029/GL009i012p01305>
25. Chapman D. C., Giese G. S. A model for the generation of coastal seiches by deep-sea internal waves // Journal of Physical Oceanography. 1990. Vol. 20, iss. 9. P. 1459–1467. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<1459:AMFTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<1459:AMFTGO>2.0.CO;2)
26. Сквайр В. А., Ковалев П. Д., Ковалев Д. П. Солитоноподобные волны в окрестностях Южных Курильских островов // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 1. С. 5–22. doi:10.22449/0233-7584-2021-1-5-22

27. *Giese G. S.* The relationship between coastal seiches in Puerto Rico and tide-generated internal solitary waves // Proceedings of the Association of Island Marine Laboratories of the Caribbean: 17th meeting, Miami, USA, 16–20 May 1983. Miami, USA : University of Miami, 1983. Vol. 17. P. 17. URL: http://www.amlc-carib.org/meetings/procs/1983AMLC_Proceedings.pdf (date of access: 27.07.2023).
28. *Kovalev P. D., Kovalev D. P.* The dependence of the wave mode from external periodic excitation in the harbor of port Kholmsk // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. Vol. 324. 012016. doi:10.1088/1755-1315/324/1/012016
29. *Мун Ф.* Хаотические колебания. М. : Мир, 1990. 312 с.
30. The Duffing Equation: Nonlinear Oscillators and their Behaviour / Ed. by I. Kovacic, M. J. Brennan. Chichester : John Wiley & Sons, Ltd., 2011. 392 p.

Об авторах:

Ковалев Дмитрий Петрович, руководитель лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5184-2350**, **ResearcherID: A-9300-2016**, **Scopus Author ID: 26032627700**, **SPIN-код 8343-8577 AuthorID: 69870**, d.kovalev@imgg.ru

Ковалев Петр Дмитриевич, ведущий научный сотрудник лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б), доктор технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7509-4107**, **ResearcherID: V-8662-2018**, **Scopus Author ID: 16429135400**, **SPIN-код: 7465-3828 AuthorID: 69871**, p.kovalev@imgg.ru

Физико-химические характеристики придонных, поровых вод и донных отложений шельфа северо-восточной части Черного моря

К. И. Гуров ✉, Ю. С. Гурова, Н. А. Орехова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ gurovki@gmail.com

Поступила в редакцию 22.09.2022; одобрена после рецензирования 29.11.2022;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. С использованием новых экспедиционных данных изучить особенности вертикального распределения геохимических параметров и химического профиля поровых вод донных отложений прибрежной зоны северо-восточной части Черного моря – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Пробы поверхностного слоя донных отложений (24 пробы) были получены в ходе трех рейсов НИС «Профессор Водяницкий» в сентябре 2018 г., июле 2019 г. и августе 2021 г. Пробы колонок (5 колонок) и воды из придонного слоя (9 проб) были отобраны в августе 2021 г. Изучены профили вертикального распределения кислорода, сероводорода, окисленных и восстановленных форм железа в поровых водах, концентрация кислорода и степень насыщения кислородом придонного слоя вод, а также определены геохимические характеристики донных отложений в поверхностном слое (0–5 см) и колонках. Отмечено, что поверхностный слой осадка в северо-восточном районе был образован илистым материалом, максимальная доля которого (83–97%) зафиксирована в районах впадения крупных рек Краснодарского края. В поверхностном слое отложений содержание $S_{орг}$ изменялось в пределах 0,2–1,9% сух. масс. В вертикальном распределении $S_{орг}$ в колонках донных отложений отмечается тенденция к снижению его содержания с глубиной; максимальные концентрации наблюдались в верхнем (0–4 см) слое. **Выводы.** Установлено, что для верхнего слоя отложений исследуемого района были характерны аэробные условия (кислород проникал до 10 мм), в толще осадка окисление органического вещества происходило преимущественно с участием железа (Fe(II, III)), что указывало на развитие субкислородных условий. В некоторых районах окислительно-восстановительные условия в осадке изменялись от субкислородных (район г. Анапа и участок между г. Геленджик и г. Туапсе) до анаэробных (район г. Новороссийск и г. Туапсе), что обусловлено появлением восстановленных форм серы в толще донных отложений. Установлено, что в северо-восточной части Черного моря распределение Fe(II, III) в поровых водах донных отложений обратно пропорционально распределению pH (коэффициенты корреляции –0,68 и –0,73 соответственно).

Ключевые слова: донные отложения, поровые воды, кислород, полярография, гранулометрический состав, органический углерод, Черное море


Благодарности: работа выполнена в рамках тем 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», FNNN-2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» и FNNN-2022-0002 «Мониторинг карбонатной системы, содержания и потоков CO₂ в морской среде Черного и Азовского морей», а также при поддержке проекта РФФИ № 20-35-90103.

Для цитирования: Гуров К. И., Гурова Ю. С., Орехова Н. А. Физико-химические характеристики придонных, поровых вод и донных отложений шельфа северо-восточной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 497–511. EDN NGXQIH.

Original article

Physical and Chemical Characteristics of the Near-Bottom and Pore Waters, and the Bottom Sediments in the Northeastern Part of the Black Sea Shelf

K. I. Gurov , Yu. S. Gurova, N. A. Orekhova

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
 gurovki@gmail.com

Abstract

Purpose. The investigation is purposed at studying the features of the vertical distribution of geochemical parameters and chemical profile of pore waters in bottom sediments in the coastal zone of the northeastern part of the Black Sea.

Methods and Results. 24 samples of the bottom sediments surface layer were obtained in three cruises on the R/V “Professor Vodyanitsky” in September 2018, July 2019 and August 2021. 5 samples of cores and 9 samples of water from the near-bottom layer were taken in August 2021. The profiles of vertical distribution of oxygen and hydrogen sulfide, the iron oxidized and reduced forms in pore waters, and also oxygen concentration and the degree of oxygen-saturation of the near-bottom waters were studied; the geochemical characteristics of bottom sediments in the surface layer (0–5 cm) and in the cores were also determined. It was noted that in the northeastern region, the sediments surface layer was formed by a silty material, the maximum portion of which (83–97%) was recorded in the areas where large rivers of the Krasnodar region flowed into the sea. In the sediments surface layer, the C_{org} content varied within 0.2–1.9 % dry mass. The vertical distribution of C_{org} in the bottom sediments cores is characterized by a tendency to decrease in its content with depth; its maximum concentrations were observed in the upper (0–4 cm) layer.

Conclusions. It is established that in the area under study, the sediments upper layer is characterized by the aerobic conditions (oxygen penetrated up to 10 mm); in the sediments, the organic matter is oxidized mainly with the participation of iron (Fe(II, III)), that indicates on developing the suboxic conditions. In some areas, the redox conditions in the sediments changed from suboxic (the region of Anapa and the area between the cities of Gelendzhik and Tuapse) to anoxic (the region of Novorossiysk and Tuapse), that is conditioned by occurrence of the sulfur reduced forms in the bottom sediments layer. It has been revealed that in the northeastern part of the Black Sea, the distribution of Fe(II, III) in the pore waters of bottom sediments is inversely proportional to the distribution of pH value (the correlation coefficients are –0.68 and –0.73, respectively).

Keywords: bottom sediments, pore waters, oxygen, voltammetry, granulometric composition, organic carbon, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of the themes of state assignment: FNNN-2021-0004 “Fundamental studies of oceanological processes which determine the state and evolution of the marine environment influenced by natural and anthropogenic factors, based on the observation and modeling methods”, FNNN-2021-0005 “Complex interdisciplinary studies of oceanologic processes which determine functioning and evolution of ecosystems in the coastal zones of the Black Sea and the Sea of Azov” and FNNN-2022-0002 “Monitoring of the carbonate system, CO₂ and its fluxes in the marine environment of the Black and Azov seas”, and with the support of the RFBR project No. 20-35-90103.

For citation: Gurov, K.I., Gurova, Yu.S. and Orekhova, N.A., 2023. Physical and Chemical Characteristics of the Near-Bottom and Pore Waters, and the Bottom Sediments in the Northeastern Part of the Black Sea Shelf. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 454-467.

Введение

Донные отложения представляют собой квазистационарную систему и являются интегральным показателем состояния морских экосистем, в том числе их загрязнения [1]. Именно с донными отложениями в первую очередь ассоциируется конечный этап трансформации, миграции и накопления различных веществ [2]. Неотъемлемой частью донных отложений являются поровые воды [3, 4]. Комплексное исследование донных отложений позволяет изучить биогеохимические процессы, определяющие окислительно-восстановительные и кислотно-основные свойства отложений, содержание подвижных форм металлов, возможность их связывания и перехода в твердую форму либо в водную толщу, а также оценить состояние морской экосистемы в целом и описать механизм ее возможных изменений [5, 6]. Это представляет большой научный и практический интерес.

К одним из основных показателей оценки экологического состояния морских экосистем относятся наличие кислорода и его концентрация в придонном слое вод и верхнем слое осадка, содержание и лабильность органического вещества, а также гранулометрический состав осадка. Дополнительным фактором, определяющим экологическую обстановку, является гидродинамика: затрудненный водообмен и стратификация водной толщи ограничивают поток кислорода в придонный слой вод и донные отложения, что приводит к развитию дефицита кислорода и возникновению зон экологического риска.

Район северо-восточной части Черного моря включает участок от Таманского п-ова до г. Адлер. Данный район отличается интенсивной динамикой вод [7]. Авторы работы [8] отмечают, что прибрежные течения здесь весьма изменчивы: их скорость и направление могут существенно меняться; регулярно регистрируются противотечения, которые распространяются на юго-восток в направлении, противоположном ОЧТ.

Черноморское побережье Кавказа в силу своих природно-климатических условий представляет собой регион, где традиционно развивается рекреационная и санитарно-курортная деятельность. В результате объемы и темпы освоения узкой прибрежной полосы постоянно растут [9]. Непрерывное действие антропогенного фактора на прибрежные экосистемы также способствует поступлению в них дополнительного количества органического вещества и биогенных элементов. Это определяет высокую скорость изменения характеристик прибрежных экосистем и способствует интенсификации в них процессов осадконакопления.

В загрязнение прибрежной зоны северо-восточного района Черного моря значительный вклад вносят также различные очистные сооружения, построенные на побережье, и перенос загрязнения с материковым стоком. Основными зонами риска развития дефицита кислорода в толще вод считаются районы, прилегающие к городам Новороссийск, Сочи, Геленджик и Туапсе, а также места якорных стоянок [10, 11].

Согласно [12], в прибрежной мелководной части (до глубин 20–30 м) происходит отложение крупного терригенного материала. Это обеспечивает поступление кислорода в верхний слой осадков, однако в результате взмучивания и переотложения (вследствие незначительных глубин) могут наблюдаться неравномерные профили характеристик поровых вод и донных отложений.

Современному исследованию геохимии донных отложений северо-восточного района Черного моря уделяется недостаточно внимания. В большинстве работ из имеющихся сведений – описание гранулометрического состава осадка и содержание в нем органического углерода в обобщенном виде. В основном внимание уделяется содержанию в донных отложениях различных загрязняющих веществ, в том числе хлорорганических соединений [13], нефтяных углеводородов [9–11, 14, 15] и тяжелых металлов [9, 16–18]. Установлено, что наиболее загрязненными районами являются выходы из Цемесской и Геленджикской бухт, траверз Абрауского п-ова и устья рек Вулан, Туапсе, Псеуапсе, Шахе, Дагомыс Западный, Сочи, Мзымта.

В то же время влияние гидролого-гидрохимических характеристик придонного слоя вод и геохимических характеристик донных отложений на формирование химического состава поровых вод и окислительно-восстановительных условий в них в северо-восточной части Черного моря не рассматривалось.

Цель данной работы – с использованием новых экспедиционных данных изучить особенности вертикального распределения геохимических параметров и химического профиля поровых вод донных отложений в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря.

Материалы и методы

Пробы поверхностного слоя донных отложений были получены в ходе трех рейсов НИС «Профессор Водяницкий»: 103-го (сентябрь 2018 г.), 108-го (июль 2019 г.) и 117-го (август 2021 г.). Всего в поверхностном слое отложений было отобрано 24 пробы (рис. 1, а). Пробы колонок (5 колонок) и воды из придонного слоя (9 проб) получены также в 117-м рейсе.

Отбор и подготовка проб донных осадков выполнялись в соответствии с нормативными документами (ГОСТ 17.1.5.01-80, ISO 5667-19:2004). Пробы донных отложений и воды из придонного горизонта отбирались в диапазоне глубин от 30 м в районе Керченского предпроливья до 90 м в районе свала глубин на участке между Туапсе и Сочи. Пробы придонного слоя вод были отобраны на 10 м выше поверхности донных отложений.

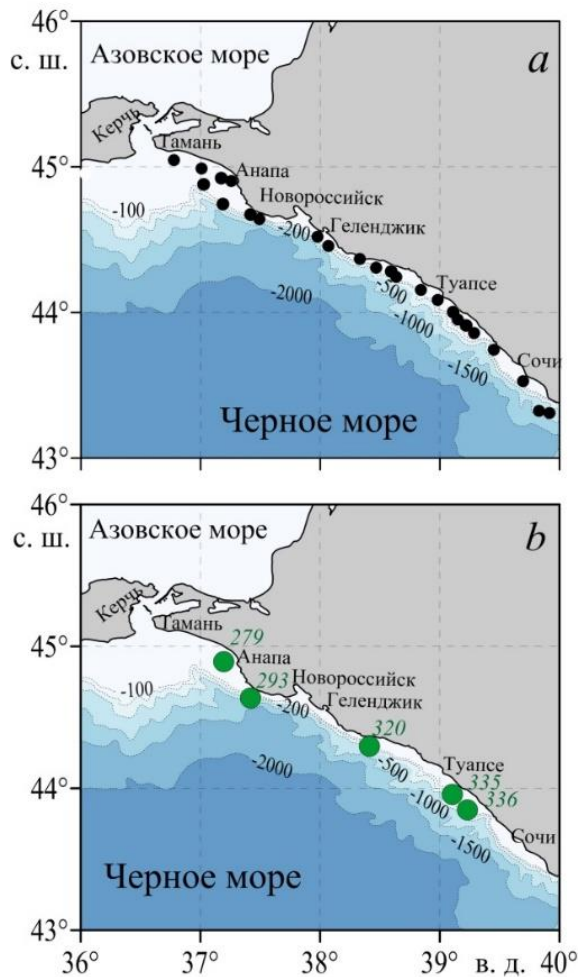
Отбор проб морской воды из придонных горизонтов для химического анализа осуществлялся с помощью батометров. Содержание растворенного кислорода в пробах воды определяли методом объемного титрования по Винклеру в модификации Карпентера [19]. Методика позволяет получить результаты с точностью до $1 \pm 0,010$ мл/л ($\pm 0,4$ мкМ). Степень насыщения кислородом придонного слоя вод (%) рассчитывали в соответствии с [20]:

$$\ln C = A_1 + A_2 (100/T) + A_3 \ln (T/100) + A_4 (T/100) + S [B_1 + B_2 (T/100) + B_3 (T/100)^2],$$

где C – растворимость кислорода при общем давлении в 1 атм с учетом давления насыщенного водяного пара, мл/л; $A_{(1, 2, 3, 4)}$ и $B_{(1, 2, 3)}$ – константы ($A_1 = -173,4292$, $A_2 = 249,6339$, $A_3 = 143,3483$, $A_4 = -21,8492$, $B_1 = -0,033096$, $B_2 = 0,014259$, $B_3 = -0,0017$); T – абсолютная температура, К; S – соленость.

Пробы верхнего слоя осадков (0–5 см) отбирались с помощью дночерпателя Петерсона. Колонки донных отложений для изучения вертикальной

структуры осадка отбирались с помощью ручного пробоотборника в виде акриловой грунтовой трубки (внутренний диаметр 60 мм) с вакуумным гидрозабором. Такой метод отбора проб позволил сохранить тонкую структуру поверхностного слоя донных отложений и придонного слоя воды.



Р и с. 1. Схема станций отбора проб: *a* – в придонном слое вод и поверхностном слое (0–5 см) отложений, *b* – колонок донных отложений (цифрами указаны номера станций)
F i g. 1. Scheme of sampling stations: *a* – in the near-bottom water layer and in the surface layer (0–5 cm) of sediments, *b* – cores of bottom sediments (numerals indicate the station numbers)

Для получения химического профиля поровых вод использовался полярографический метод анализа со стеклянным Au-Hg микроэлектродом [21, 22]. Электрод, насыщенный хлоридом серебра, использовали в качестве электрода сравнения, платиновый электрод – в качестве вспомогательного. Профилирование колонок донных отложений проводилось с вертикальным разрешением 1–10 мм. Главное достоинство метода – возможность проводить анализ состава поровых вод донных отложений в условиях, максимально приближенных

к естественным, без разрушения пробы и дополнительной пробоподготовки. Предел определения для кислорода составил 5 мкМ, для сероводорода – 0,5 мкМ, для Fe(II) – 10 мкМ, для Mn(II) – 5 мкМ. Для всех измерений ошибка определения изменялась в пределах 0,4–10% в зависимости от концентрации. Концентрацию Fe(III) и FeS аналитически определить невозможно вследствие образования сложных комплексов (Fe(III)) и коллоидных растворов (FeS) [23]. Поэтому в работе рассмотрено их полуколичественное распределение в микроамперах (мкА).

Для анализа физико-химических характеристик колонки разделяли на слои толщиной 1–2 см с помощью ручного экструдера и кольца из акрила.

Гранулометрический состав донных отложений определяли комбинированным методом декантации и рассеивания. Отделение алеврито-пелитовой фракции ($\leq 0,05$ мм) выполняли мокрым просеиванием с последующим определением сухой массы гравиметрически. Крупнозернистые фракции ($> 0,05$ мм) разделяли ситовым методом сухого просеивания с использованием стандартных сит (ГОСТ 12536-2014).

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) определяли кулонометрически на экспресс-анализаторе АН-7529 по методике, адаптированной для морских донных отложений [24, 25]. Среднеквадратическое отклонение для проб с содержанием $C_{орг} < 0,5\%$ составило 0,03%, с содержанием $C_{орг} > 1,5\%$ – 0,08% [25].

Определение величины водородного показателя (рН) в колонках донных отложений проводилось с помощью иономера И-160МП и комбинированного рН-электрода *Hanna Instruments HI 10530*.

Коэффициенты корреляции, а также степень их достоверности рассчитывались с помощью программы *Statistica*. Выбранный в работе уровень достоверности полученных коэффициентов корреляции составил 95%.

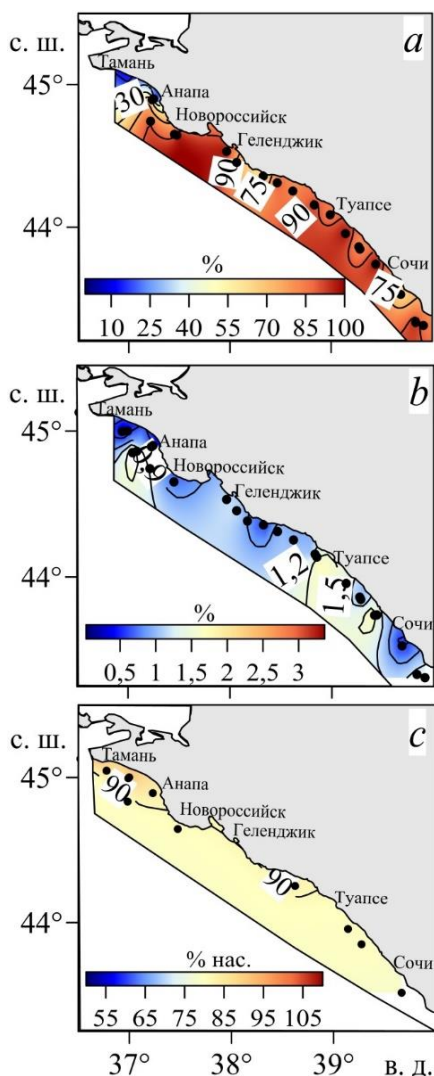
Результаты и обсуждение

Поверхностный слой осадка в северо-восточном районе образован преимущественно илистым материалом (средняя доля 79%) (рис. 2, а). Крупнозернистый гравийно-песчаный материал был распределен на мелководье (~ 30 м) в районах Керченского предпроливья и Анапы. Повышенная доля мелкодисперсной илистой фракции (до 97%) отмечена в районах впадения крупных рек Краснодарского края (Пшада, Туапсе, Сочи, Мзымта).

В среднем содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое осадка в северо-восточном районе составило 1,0% сух. масс., что, согласно ¹, свидетельствует о восстановительном характере донных отложений. Тем не менее полученные значения были практически в два раза ниже, чем в северо-западном районе и на Южном берегу Крыма, и незначительно выше, чем в районе Керченского предпроливья [29, 30].

Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое отложений (рис. 2, б) изменялось от 0,2–0,5% сух. масс. на станциях вблизи Таманского п-ова и в районе Анапы до 1,3–1,9% сух. масс. в мелкозернистых илистых осадках на участке от Туапсе до Адлера, а также в районе Абрауского п-ова.

¹ Волков И. И. Геохимия серы в осадках океана. М. : Наука, 1984. 272 с.

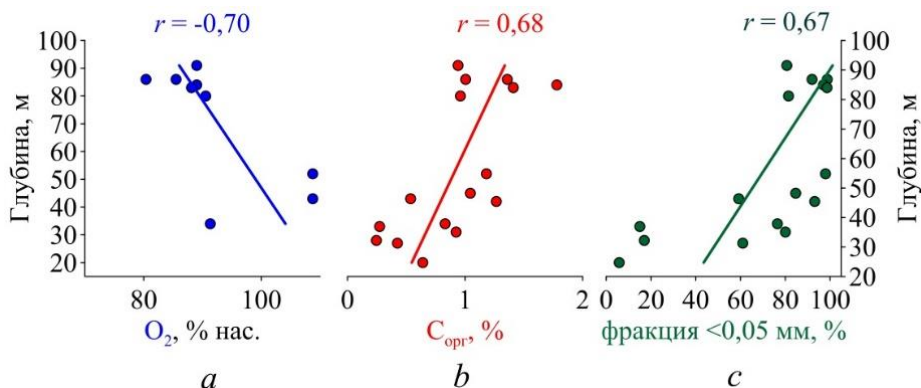


Р и с. 2. Пространственное распределение физико-химических характеристик в водах северо-восточной части Черного моря: *a* – илистой фракции; *b* – $C_{\text{орг}}$ в поверхностном слое отложений; *c* – степени насыщения кислородом придонного слоя

F i g. 2. Spatial distribution of physical and chemical characteristics of: *a* – clay fraction; *b* – $C_{\text{орг}}$ in the surface layer of sediments and *c* – the degree of oxygen saturation of the near-bottom water layer in the northeastern part of the Black Sea

Одной из причин локализации участков с повышенной долей мелкозернистой фракции отложений и высоким содержанием в них $C_{\text{орг}}$ можно считать поступление органического вещества и биогенных элементов с речным стоком [26]. Авторами работы [27] высказано предположение, что в районе выноса рек Мзымта, Кудепста и Сочи «вторичное» накопление органического вещества связано не с его аллохтонным выносом, а со значительным поступлением биогенных элементов с речным стоком, что стимулирует развитие фитопланктона на мористой границе зоны смешения [26] и согласуется с натурными данными, полученными в 2016–2019 гг. в ходе экспедиционных исследований на НИС «Профессор Водяницкий» [28]. Низкое содержание $C_{\text{орг}}$ в первую очередь определяется гранулометрическим составом осадка: на участке прибрежной зоны Таманского п-ова преобладала фракция заиленных песков с включением ракушечного детрита, доля илистой фракции в среднем не превышала 30%.

Согласно данным, полученным в настоящей работе, содержание кислорода в придонном слое вод соответствовало 88–91% насыщения, что вполне характерно для исследуемого диапазона глубин. Исключение составила ст. 279 (глубина отбора пробы 34 м) с насыщением кислородом 91%. Это не совсем типично для данной глубины и указывает на активное потребление кислорода в придонном слое вод и, вероятно, может быть обусловлено потреблением кислорода на окисление органического вещества, поступающего с водами Керченского пролива.



Р и с. 3. Зависимость распределения степени насыщения придонного слоя вод кислородом (а), содержания C_{org} (b) и доли пелито-алевритовой фракции (с) в поверхностном слое осадка от глубины отбора проб в северо-восточной части Черного моря

F i g. 3. Dependence of the distribution of: the degree of oxygen saturation in the near-bottom water layer (a), and the C_{org} content (b) and the portion of pelite-aleuritic fraction (c) in the sediments surface layer upon the sampling depth in the northeastern part of the Black Sea

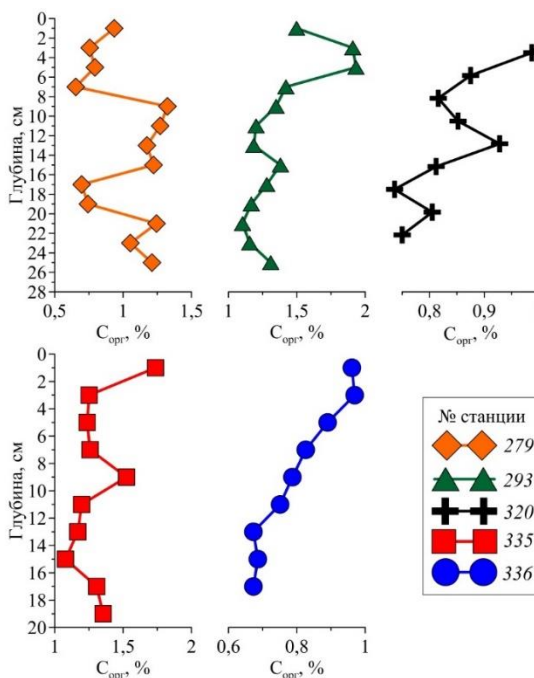
Известно, что глубина оказывает влияние на формирование гидрохимической структуры вод и геохимических характеристик донных отложений². Анализ полученных в работе результатов показал, что с увеличением глубины уменьшается степень насыщения вод кислородом (рис. 3, а), увеличивается доля мелкодисперсной пелито-алевритовой фракции (рис. 3, b) и содержания C_{org} в осадке (рис. 3, с), что соответствует литературным данным. Исключение составляют мелководные акватории, в которых в зависимости от гидродинамического режима могут накапливаться различные по гранулометрическому составу наносы.

В целом выявленные в результате работы корреляционные связи не оказались уникальными для экосистемы Черного моря. Однако тот факт, что они согласуются с ранее полученными результатами для других регионов [1, 29, 30], подтверждает существование единых механизмов функционирования экосистемы Черного моря.

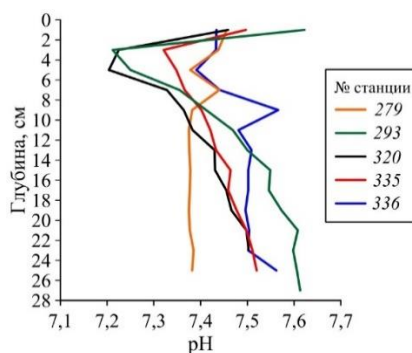
Вертикальное распределение C_{org} неоднородно, что может быть обусловлено неоднородным поступлением органического вещества. Однако максимальные концентрации наблюдаются преимущественно в верхнем (0–4 см) слое и прослеживается тенденция к их снижению с глубиной (рис. 4), за исключением ст. 279 и 293. На ст. 279 отмечено два максимума содержания C_{org} : в интервале глубин 8–16 и 20–22 см. Это указывает на разную скорость поступления и аккумуляции органического вещества, основными источниками которого, по-видимому, являются терригенный сток р. Анапа и азовоморские воды, поступающие со стороны Керченского пролива [31]. На ст. 293 максимум содержания C_{org} отмечен в слое 4–6 см, что может указывать на снижение уровня поступления органического вещества на этом участке в настоящее время.

Характер вертикального распределения величины рН в колонках донных отложений северо-восточной части Черного моря показан на рис. 5.

² Рухин Л. Б. Основы литологии. 3-е изд. Л.: Недра, 1969. 703 с.



Р и с. 4. Вертикальные профили содержания $C_{орг}$ в толще донных отложений
Fig. 4. Vertical profiles of C_{org} content in the bottom sediments



Р и с. 5. Вертикальные профили pH в толще донных отложений
Fig. 5. Vertical profiles of the pH value in the bottom sediments

Активные окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях с участием органического вещества приводят к значительному снижению pH по сравнению с придонным слоем (pH придонного слоя 8,23–8,24).

Повышенные значения (7,43–7,62) наблюдаются в слое 0–2 см, что объясняется его водонасыщенностью и постоянным контактом с придонным слоем. Далее величины резко уменьшаются, в слое 2–6 см для всех колонок отмечаются минимальные значения (7,20–7,37). С глубиной значения pH стабильно увеличиваются для всех колонок, за исключением ст. 279 (рис. 5). Смещение pH в сторону щелочной среды указывает на развитие анаэробных условий в результате накопления восстановленных форм серы и ионов аммония в толще донных отложений. Установлено, что вертикальный профиль pH преимущественно обратно пропорционален вертикальному распределению $C_{орг}$ в осадке (коэффициент корреляции $-0,6$).

В придонном слое вод (глубина отбора пробы ~ 24 м) в районе Анапы (ст. 279) концентрация кислорода соответствовала 91% насыщения (254 мкМ) (рис. 2, с). На поверхности осадка кислород присутствовал в незначительной концентрации (65 мкМ, 26% нас.) и проникал до 4 мм (рис. 6, а). Были отмечены два интервала глубин с присутствием Fe(III): 5–26 и 72–180 мм (рис. 6, а). С горизонта 10 мм появлялся моносulfид железа (FeS), по глубине его распределение было неравномерным. Таким образом, основными компонентами поровых вод являлись различные формы железа, в толще осадка кислород отсутствовал, что привело к развитию в верхнем слое донных отложений субкислородных условий.

В районе Новороссийска (ст. 293) в придонном слое вод (глубина отбора пробы ~ 74 м) концентрация кислорода достигала 285 мкМ (89% нас.). При этом в поверхностном слое отложений кислород не был зафиксирован. В верхнем слое поровых вод (0–50 мм) преобладающими были восстановленные формы железа (Fe(II)). Его максимальная концентрация (50–60 мкМ) отмечена в слое 10–30 мм (рис. 6, *b*). В более глубоких слоях (от 160 мм) появлялся сероводород, его распределение было неоднородным, средняя концентрация составила 87 мкМ (рис. 6, *b*). В интервале глубин 60–160 мм полярнографически активные соединения не наблюдались. Таким образом, в верхнем слое донных отложений были отмечены субкислородные условия, а в более глубоких слоях – анаэробные. Подобное распределение химических компонентов поровых вод вполне характерно для данных глубин, при этом содержание железа было значительно меньше, чем в антропогенно нагруженных районах [32].

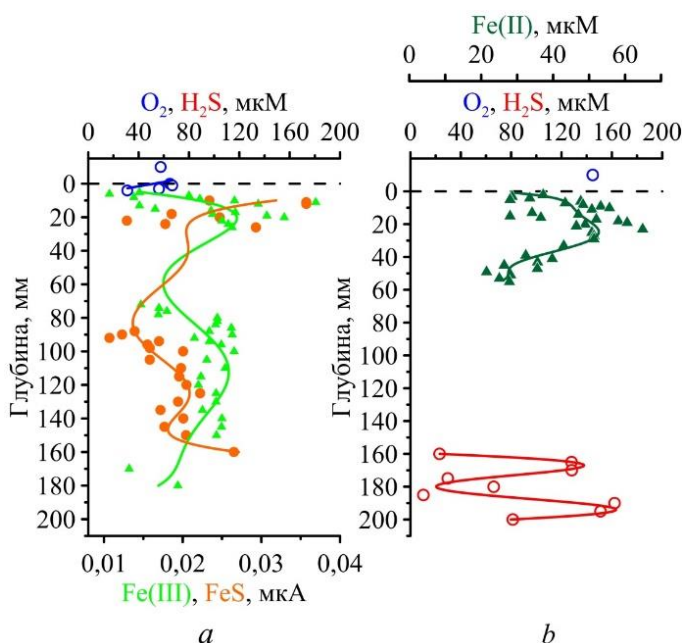
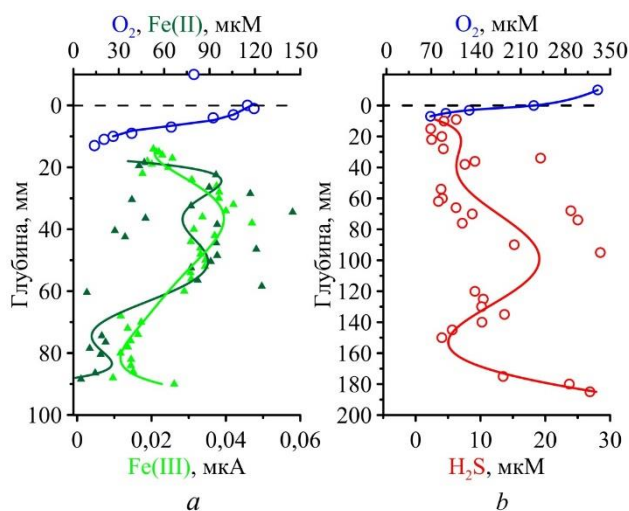


Рис. 6. Вертикальное распределение основных компонентов поровых вод донных отложений на ст. 279 (*a*) и 293 (*b*) в северо-восточной части Черного моря

Fig. 6. Vertical distribution of the main components of pore waters in the bottom sediments at stations 279 (*a*) and 293 (*b*) in the northeastern part of the Black Sea

На участке между Геленджиком и Туапсе (ст. 320, глубина отбора пробы ~ 81 м), несмотря на насыщение придонного слоя вод кислородом (91% нас.), в слое 10 см над осадком отмечен дефицит кислорода – 25% нас. При этом в донные отложения кислород проникал до 13 мм (рис. 7, *a*). Окисление органического вещества происходило предположительно с участием железа (Fe(II, III)) (рис. 7, *a*; таблица) [33]. Распределение Fe(II) было неоднородным, его концентрация изменялась в пределах 5–145 мкМ со средним значением 63 мкМ. Начиная с 92 мм не было обнаружено полярнографически активных компонентов [21, 34].



Р и с. 7. Вертикальное распределение основных компонентов поровых вод донных отложений на ст. 320 (а) и 335 (b) в северо-восточной части Черного моря
Fig. 7. Vertical distribution of the main components of pore waters in the bottom sediments at stations 320 (a) and 335 (b) in the northeastern part of the Black Sea

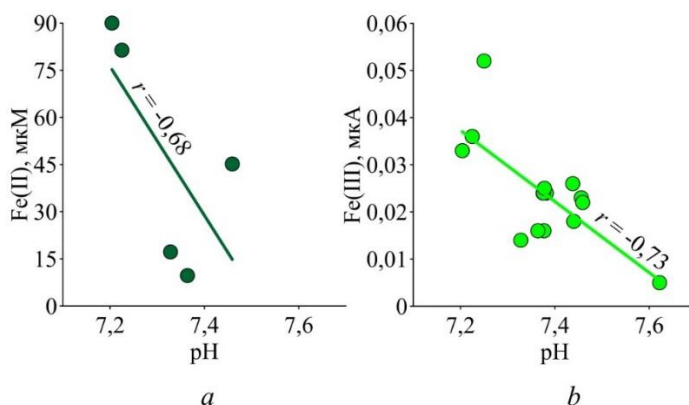
**Последовательность реакций окисления органического вещества
 в донных отложениях
 Sequence of the reactions of organic matter oxidation in bottom sediments**

Название процесса / Name of the process	Схема реакции / Scheme of the reaction
Аэробное окисление / Aerobic oxidation	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 150 O_2 \rightarrow 106 CO_2 + 16 HNO_3 + H_3PO_4 + 78 H_2O$
Денитрификация / Denitrification	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 104 HNO_3 \rightarrow 106 CO_2 + 60 N_2 + H_3PO_4 + 138 H_2O$
Восстановление марганца / Manganese reduction	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 260 MnO_2 + 174 H_2O \rightarrow 106 CO_2 + 8 N_2 + H_3PO_4 + 260 Mn(OH)_2$
Восстановление железа / Iron reduction	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 236 Fe_2O_3 + 410 H_2O \rightarrow 106 CO_2 + 16 NH_3 + H_3PO_4 + 472 Fe(OH)_2$
Сульфатредукция / Sulfate reduction	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 59 H_2SO_4 \rightarrow 106 CO_2 + 16 NH_3 + H_3PO_4 + 59 H_2S + 62 H_2O$
Метаногенез / Methanogenesis	$C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P + 59 H_2O \rightarrow 47 CO_2 + 59 CH_4 + 16 NH_3 + H_3PO_4$

В районе Туапсе (ст. 335) глубина отбора пробы составила 83 м. Концентрация кислорода в придонном слое (73 м) соответствовала 88% насыщения. Кислород также присутствовал в верхнем слое отложений и проникал до горизонта 7 мм (рис. 7, b), его средняя концентрация в поверхностном слое осадка составила 231 мкМ (72% нас.). Однако основным компонентом поровых вод был сероводород (рис. 7, b). Его концентрация изменялась в пределах 3–76 мкМ со средним значением 19 мкМ. В этом районе в верхнем 6-миллиметровом слое наблюдались аэробные условия, что, вероятно, было обусловлено поступлением вод, обогащенных кислородом за счет их хорошей вентиляции

[7, 35]; ниже зафиксированы анаэробные условия, которые развились в результате протекания сульфатредукции (таблица). Отсутствие других полярографически активных компонентов может указывать на «свежий» источник кислорода для поверхностного слоя осадков и интенсивное окисление органического вещества.

Установлены зависимости между вертикальным распределением железа (Fe(II, III)) в поровых водах донных отложений и величиной pH (рис. 8). Отмечена обратная зависимость содержания Fe(II, III) от pH осадка, корреляция составила $-0,68$ и $-0,73$ соответственно. Это показывает, что наличие кислорода и других окислительно-восстановительных компонентов, в частности растворенного железа в осадке, определяет формирование окислительно-восстановительных условий в осадке, что дополнительно подтверждается данными физико-химических характеристик. Полученные результаты согласуются с результатами работы [36].



Р и с. 8. Зависимость между содержанием Fe(II) (a) и Fe(III) (b) в поровых водах и величиной pH в колонках донных отложений

F i g. 8. Relationship between the Fe(II) (a) and Fe(III) (b) content in pore water, and the pH value in the bottom sediment cores

Заклучение

В работе рассмотрены особенности геохимического состава донных отложений и химического состава поровых вод в прибрежных районах северо-восточной части Черного моря. Получены новые экспедиционные данные, с помощью адаптированной методики полярографического анализа исследованы особенности вертикального и пространственного распределения химического профиля поровых вод.

Отмечено, что поверхностный слой осадка в указанном районе был образован преимущественно илистым материалом, максимальные концентрации которого отмечались в районах впадения крупных рек Краснодарского края (Пшада, Туапсе, Сочи, Мзымта). Гравийно-песчаный материал накапливался на мелководье в районах Керченского предпроливья и Анапы.

Содержание $S_{орг}$ в поверхностном слое осадка изменялось от 0,2% сух. масс. вблизи Таманского п-ова до 1,9% сух. масс. в районе Адлера, что в среднем в два раза ниже, чем в северо-западном районе шельфа Крыма и на Южном

берегу Крыма. Максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ были характерны для верхнего (0–4 см) слоя донных отложений, с глубиной его содержание преимущественно уменьшалось.

Полученные данные вертикального распределения основных компонентов поровых вод позволили выделить районы, где формирование донных отложений происходит в аэробных, субкислородных и анаэробных условиях. В целом можно сделать вывод, что на большинстве прибрежных станций отмечено преобладание аэробных условий. При этом в более глубоких слоях условия в осадке изменялись от субкислородных (район Анапы и участок между Геленджиком и Туапсе) до анаэробных (район Новороссийска и Туапсе).

Установлено, что содержание в поровых водах Fe(II, III) было обратно пропорционально величине pH осадка.

Отмечено, что в северо-восточной части Черного моря в результате вентиляции вод кислород проникал в верхний слой осадка и основным фактором, определяющим окислительно-восстановительные условия, является динамика вод. Однако для районов впадения крупных рек Северного Кавказа характерно накопление органического вещества в донных отложениях за счет поступления значительного количества взвеси. Это привело к формированию мелкодисперсных отложений, что затрудняло поступление кислорода в нижележащие слои осадка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Овсяный Е. И., Гуров К. И.* Исследование органического углерода и карбонатности в донных осадках шельфа южного побережья Крыма // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 1. С. 62–72. doi:10.22449/0233-7584-2016-1-62-72
2. *Даувальтер В. А.* Факторы формирования химического состава донных отложений озер. Мурманск : МГТУ, 2002. 75 с.
3. *Гурский Ю. Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. : Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М. : ГЕОС, 2003. 331 с.
4. *Розанов А. Г., Волков И. И.* Донные осадки Кандалакшского залива Белого моря: марганцевый феномен // *Геохимия*. 2009. № 10. С. 1067–1085.
5. *Курфтаркова Е. А., Ковригина Н. П., Родионова Н. Ю.* Гидрохимический режим района, прилегающего к бухте Омега, и факторы, его формирующие // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 1999. С. 175–189.
6. *Миронов О. Г., Кирюхина Л. Н., Алёмов С. В.* Экологическая характеристика бухты Казачьей (Черное море) // *Экология моря*. 2002. Вып. 61. С. 85–89.
7. Циркуляция вод в северной части Черного моря летом – зимой 2018 года / Ю. В. Артамонов [и др.] // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. Вып. 1. С. 69–90. doi:10.22449/2413-5577-2020-1-69-90
8. Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений / О. Ю. Лаврова [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12, № 5. С. 98–129.
9. Исследование состояния экосистемы прибрежной части Черного моря в районе Большого Сочи // *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2008. № 5. С. 6–25.
10. *Немировская И. А., Лисицын А. П.* Углеводороды в водах и донных осадках прибрежных районов северо-восточной части Черного моря // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 464, № 3. С. 334–340. doi:10.7868/S0869565215270195

11. Современные данные по загрязнению Азовского и Черного морей углеводородами нефти / Г. Г. Матишов [и др.] // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10, № 4. С. 49–52. EDN TCCRIV.
12. Техногенное загрязнение и процессы естественного самоочищения Прикавказской зоны Черного моря. М. : Недра, 1996. 502 с.
13. Пестициды и полихлорбифенилы в экосистеме северо-восточной части Черного моря по данным наблюдений 1992–2012 гг. / И. Г. Корпакова [и др.] // Вопросы рыболовства. 2013. Т. 14, № 4 (56). С. 744–756. EDN SHLUZN.
14. *Тихонова Е. А.* Органическое вещество донных отложений Крымского и Кавказского побережий (Азовское и Черное моря) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. Вып. 3. С. 52–67. doi:10.22449/2413-5577-2021-3-52-67
15. Загрязнение прибрежной акватории российского Причерноморья нефтепродуктами и полициклическими ароматическими углеводородами / Л. Ф. Павленко [и др.] // Вопросы рыболовства. 2013. Т. 14, № 4 (56). С. 785–795. EDN SHLVBB.
16. *Часовников В. К., Чжу В. П., Очередник О. А.* Анализ концентраций загрязняющих веществ (нефтепродуктов, фенолов, СПАВ, ХОП, ПАУ, тяжелых металлов и др.) в водной толще и в донных осадках Геленджикской и Голубой бухт // Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции «Черное море-2017» на МНИС «Ашамба». М. : Научный мир, 2018. С. 67–78. doi:10.29006/978-5-91522-472-7-2018.3
17. Оценка загрязнения воды и донных отложений Кавказского района Черного моря тяжелыми металлами и мышьяком в современный период / А. И. Евсева [и др.] // Водные биоресурсы и среда обитания. 2020. Т. 3, № 3. С. 7–16. doi:10.47921/2619-1024_2020_3_3_7
18. *Кораблина И. В., Барабашич Т. О., Каталевский Н. И.* Тяжелые металлы в донных осадках шельфа северо-восточной части Черного моря в современный период // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 591–609. doi:10.22449/0233-7584-2021-5-591-609
19. *Еремеев В. Н., Коновалов С. К., Романов А. С.* Особенности распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря в зимне-весенний период // Морской гидрофизический журнал. 1997. № 4. С. 32–46.
20. *Weiss R. F.* The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1970. Vol. 17, iss. 4. P. 721–735. doi:10.1016/0011-7471(70)90037-9
21. *Орехова Н. А., Коновалов С. К.* Полярография донных осадков Севастопольской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 2. С. 52–66. EDN VJFPQN.
22. Use of voltammetric solid-state (micro)electrodes for studying biogeochemical processes: Laboratory measurements to real time measurements with an *in situ* electrochemical analyzer (ISEA) / G. W. Luther III [et al.] // Marine Chemistry. 2008. Vol. 108, iss. 3–4. P. 221–235. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.03.002>
23. *Taillefert M., Bono A. B., Luther G. W.* Reactivity of Freshly Formed Fe(III) in Synthetic Solutions and (Pore)Waters: Voltammetric Evidence of an Aging Process // Environmental Science & Technology. 2000. Vol. 34, iss 11. P. 2169–2177. <https://doi.org/10.1021/es990120a>
24. *Люцарев С. В.* Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. XXVI, вып. 4. С. 704–708.
25. *Забегав И. А., Шульгин В. Ф., Орехова Н. А.* Применение инструментальных методов анализа донных отложений для экологического мониторинга морских экосистем // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. Биология. Химия. 2021. Т. 7 (73), № 4. С. 242–254.
26. *Костылева А. В.* Распределение растворенного органического углерода в приустьевых районах Большого Сочи (северо-восточная часть Черного моря) // Океанология. 2015. Т. 55, № 2. С. 224–230.
27. *Маккавеев П. Н., Завьялов П. О.* Сток малых и средних рек российского побережья Черного моря и его влияние на характеристики вод // Система Черного моря. Москва : Научный мир, 2018. С. 287–322. doi:10.29006/978-5-91522-473-4.2018.605

28. *Орехова Н. А.* Режим биогенных элементов Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 6. С. 710–726. doi:10.22449/0233-7584-2021-6-710-726
29. Органический углерод и карбонатность современных донных отложений Керченского пролива / Е. И. Овсянный [и др.] // Геохимия. 2015. № 12. С. 1120–1131. doi:10.7868/S0016752515120079
30. *Gurov K., Kononov S.* Bottom sediments and their properties in the Crimea coastal regions // 20th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2020. Sofia, Bulgaria, 2020. Book no. 3.1. P. 815–822. (International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2020 Series, vol. 20, iss. 3.1). doi:10.5593/sgem2020/3.1/s15.105
31. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / А. А. Алескерова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 53–64. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-53-64
32. Окислительно-восстановительные условия и характеристики донных отложений бухт Севастопольского региона / Ю. С. Куринная [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. Вып. 1. С. 42–54. doi:10.22449/2413-5577-2022-1-42-54
33. *Rickard D., Luther III G. W.* Chemistry of iron sulfides // Chemical Reviews. 2007. Vol. 107, iss. 2. P. 514–562. doi:10.1021/cr0503658
34. *Орехова Н. А., Коновалов С. К.* Кислород и сульфиды в донных отложениях прибрежных районов Севастопольского региона Крыма // Океанология. 2018. Т. 58, № 5. С. 739–750. doi:10.1134/S0030157418050106
35. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / А. Г. Зацепин [и др.] // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М. : Триана ЛТД, 2010. С. 347–368. EDN TVXEMZ.
36. *Белкина Н. А.* Изменение окислительно-восстановительного состояния озерных донных отложений под влиянием антропогенных факторов (на примере Ладожского и Онежского озер) // Общество. Среда. Развитие. 2014. № 3(32). С. 152–158. EDN TIKEDP.

Об авторах:

Гуров Константин Игоревич, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-3460-9650**, **ResearcherID: L-7895-2017**, gurovki@gmail.com

Гурова Юлия Сергеевна, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-9826-4789**, **ResearcherID: AAB-5628-2019**, kurinnaya-jul@yandex.ru

Орехова Наталья Александровна, ведущий научный сотрудник, зав. отделом биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1387-970X**, **ResearcherID: I-1755-2017**, **Scopus Author ID: 35784884700**, natalia.orekhova@mhi-ras.ru

Результаты экспедиционных исследований Онежского залива Белого моря в сентябре 2019 года

А. В. Толстикова^{1, ✉}, Н. Е. Галахина¹, Т. А. Белевич^{2, 3},
Н. В. Усов⁴, Р. Э. Здоровеннов¹

¹ Институт водных проблем Севера – ФГБУН ФИЦ «Карельский научный центр Российской академии наук», Петрозаводск, Россия

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Научно-исследовательский институт физико-химической биологии им. А. Н. Белозерского, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

✉ alexeytolstikov@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2023; одобрена после рецензирования 03.02.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Выявление характерных особенностей распределения гидрофизических и биогеохимических параметров морской среды в зависимости от фаз прилива в Онежском заливе Белого моря в сентябре – цель настоящей работы.

Методы и результаты. В рейсе НИС «Эколог» 6–11 сентября 2019 г. впервые проведены синхронные комплексные гидрологические и биогеохимические исследования в Онежском заливе в зависимости от фазы приливного цикла в сентябре. Работы выполнены стандартными методами по двум разрезам в Белом море (пролив Западная Соловецкая Салма и через Онежский залив с севера на юг). Определены содержание хлорофилла *a* и биогенных элементов, таксономический состав, численность и биомасса фитопланктона, включая его вертикальное распределение в пределах фотической зоны, а также качественный и количественный состав зоопланктона. Среди биогенных элементов в Онежском заливе преобладали органические формы азота (0,62–0,83 мг/л), содержание $P_{\text{мин}}$ и $P_{\text{орг}}$ было близким (в среднем 9 мкг/л), концентрация минеральных форм фосфора преобладала в придонных горизонтах на глубоководных станциях. В Западной Соловецкой Салме биомасса фитопланктона в полную и малую воду составила $6,75 \pm 1,18$ мг C/m^3 и $10,25 \pm 11,34$ мг C/m^3 , в Онежском заливе $8,07 \pm 2,43$ мг C/m^3 и $16,61 \pm 13,54$ мг C/m^3 соответственно. Фитопланктон был представлен диатомовыми, динофитовыми, криптофитовыми и диктиоховыми водорослями. В темное время суток обнаружено значительное повышение обилия всех массовых видов зоопланктона в южной части Онежского залива.

Выводы. Влияние фаз приливного цикла в исследуемом районе на пространственно-временную изменчивость характеристик морской среды проявлялось в изменении толщины слоя поверхностных аномалий температуры и солёности; положение Онежского фронтального раздела смещалось на 8–9 км; изменения концентрации нитритов, ионов аммония и хлорофилла *a* были статистически не значимы; изменения биомассы фитопланктона были статистически также не значимы; состав доминирующих видов фитопланктона не менялся; горизонтальное распределение зоопланктона соответствовало горизонтальному градиенту температуры воды: в южной части Онежского залива обилие бореальных видов на порядки выше, чем у границы с Бассейном.

Ключевые слова: Белое море, Онежский залив, комплексные исследования, биогенные элементы, хлорофилл *a*, фитопланктон, зоопланктон

Благодарности: исследование выполнено в рамках государственного задания по теме «Комплексные исследования Белого моря и водосбора в интересах развития Арктической зоны РФ» № 121021700122-7 и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М. В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды». Авторы выражают благодарность участникам экспедиции Никишовой Е. П., к. г. н. Конику А. А., к. г. н. Свергунову Е. И. и членам экипажа НИС «Эколог».

Для цитирования: Результаты экспедиционных исследований Онежского залива Белого моря в сентябре 2019 года / А. В. Толстиков [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 512–527. EDN LZQXOQ.

Original Article

Results of Expeditionary Studies of the Onezhskiy Bay in the White Sea in September, 2019

A. V. Tolstikov^{1,✉}, N. E. Galakhina¹, T. A. Belevich^{2,3}, N. V. Usov⁴,
R. E. Zdorovenov¹

¹ Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences,
Petrozavodsk, Russia

² M. V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow, Russia

³ A. N. Belozersky Research Institute of Physico-Chemical Biology of the M. V. Lomonosov Moscow
State University, Moscow, Russia

⁴ Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
✉ alexeytolstikov@mail.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study consists in identifying the characteristic features of the distribution of hydrophysical and biogeochemical parameters of marine environment depending on the tide phases in the Onezhskiy Bay (the White Sea) in September.

Methods and Results. In the cruise of the R/V «Ekolog» (September 6–11, 2019), synchronous integrated hydrological and biogeochemical studies were for the first time performed in the Onezhskiy Bay depending on the phase of a tidal cycle in September. The standard methods applied for this purpose included two sections in the White Sea, namely along the Western Solovetskaya Salma Strait and through the Onezhskiy Bay from north to south. This permitted to determine the chlorophyll *a* and nutrients contents, the taxonomic composition, abundance and biomass of phytoplankton including its vertical distribution within the photic zone, as well as the qualitative and quantitative composition of zooplankton. Organic forms of nitrogen (0.62–0.83 mg/l) prevailed among the nutrients in the Onezhskiy Bay, the contents of P_{\min} and P_{org} were close (on average 9 $\mu\text{g/l}$), the concentration of phosphorus mineral forms was predominant in the water bottom layer at the deep-sea stations. In the Western Solovetskaya Salma, the phytoplankton biomass average values during high and low water were $6.75 \pm 1.18 \text{ mg C/m}^3$ and $10.25 \pm 11.34 \text{ mg C/m}^3$, and in the Onezhskiy Bay – $8.07 \pm 2.43 \text{ mg C/m}^3$ and $16.61 \pm 13.54 \text{ mg C/m}^3$, respectively. Phytoplankton was represented by diatoms, dinophytes, cryptophytes and dictyochas. In the southern part of the Onezhskiy Bay, a significant increase in the abundance of all common zooplankton species was found at night.

Conclusions. In the area under study, the impact of the tidal cycle phases on spatial and temporal variability of the marine environment characteristics was manifested in a change in the thickness of the layer of temperature and salinity surface anomalies; position of the Onezhskiy frontal section shifted by 8–9 km; the changes in the nitrites, ammonium ions and chlorophyll *a* concentrations, and also in the phytoplankton biomass were statistically insignificant; the composition of dominant phytoplankton species did not change; the horizontal distribution of zooplankton, primarily its warm-forms, corresponded to the water temperature horizontal gradient: in the southern part of the Onezhskiy Bay, the abundance of boreal species is by orders of magnitude higher than that near the boundary with the basin.

Keywords: White Sea, Onezhskiy Bay, comprehensive research, nutrients, chlorophyll *a*, phytoplankton, zooplankton

Acknowledgements: the study was carried out within the state assignment "Comprehensive research of the White Sea and the watershed in the interests of the development of the Arctic zone of the Russian Federation" No. 121021700122-7 and the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of the M. V. Lomonosov Moscow State University "The future of the planet and global environmental changes". The authors are grateful to the expedition members Nikishova E. P., Ph.D. (Geogr.) Konik A. A. and Ph.D. (Geogr.) Svergun E. I., as well as the crew of the R/V "Ecolog".

For citation: Tolstikov, A.V., Galakhina, N.E., Belevich, T.A., Usov, N.V. and Zdorovenov, R.E., 2023. Results of Expeditionary Studies of the Onezhskiy Bay in the White Sea in September, 2019. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 468-483.

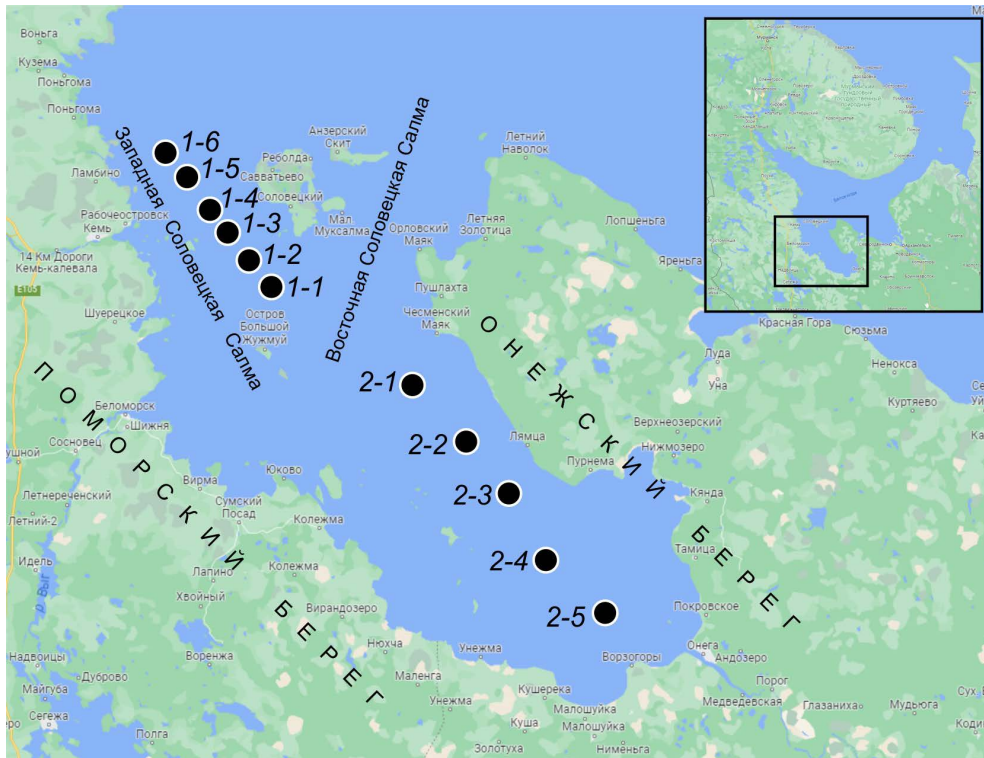
Введение

При изучении закономерностей и прогнозирования физических, химических и биологических процессов Белого моря на основе данных наблюдений и моделирования, а также оценки трансформации экосистем под влиянием климатических и антропогенных изменений важную роль играют регулярные сезонные комплексные исследования. Экспедиции на Белое море проводятся Институтом водных проблем Севера КарНЦ РАН совместно с несколькими организациями (ИО РАН, МГУ им. М. В. Ломоносова, ЗИН РАН и др.) около двух десятилетий. Эти работы ориентированы в первую очередь на получение информации о распределении гидрологических параметров, а также функционировании морских экосистем и влиянии на них абиотических и антропогенных факторов. Выполнение этой задачи включает проведение регулярных сезонных исследований в одном из районов Белого моря. В течение многих лет как наиболее логистически удобный в теплый период года изучается Онежский залив Белого моря. Однако в прошлые годы в этом районе полевые работы лишь иногда проходили осенью, как, например, в 2002 г. [1], когда в экспедиции принимала участие часть авторов настоящей работы. Тогда цель исследования заключалась в изучении взвеси и большая часть станций была сосредоточена в устьевых областях рек. В 2017 г. осуществлялись лишь гидрофизические работы с помощью *CTD*-зондов и определялись концентрации хлорофилла *a* [2]. В 2019 г. комплексные экспедиционные исследования открытой части Онежского залива в сентябре были проведены впервые. Цель этой работы заключалась в выявлении характерных особенностей распределения гидрофизических и биогеохимических параметров морской среды в зависимости от фаз прилива в Онежском заливе Белого моря в сентябре.

Онежский залив – мелководный район Белого моря (мельче только Мезенский залив) с глубинами на большей его части менее 40 м, подверженный вертикальному перемешиванию во все сезоны года благодаря морфометрическим особенностям и приливной динамике [3]. Стратификация вод выражена в северной части Онежского залива летом, в проливах Западная и Восточная Соловецкие Салмы (рис. 1).

На севере, в районе Соловецких о-вов, расположена фронтальная зона [4], препятствующая свободному водообмену Онежского залива с Бассейном (глубоководный район моря, расположенный севернее Соловецких о-вов). В южной части залива находится фронтальная зона, существующая за счет стока

р. Онега, третьей по объему стока реки на водосборе Белого моря после Северной Двины и Мезени. Примерно полгода большая часть Онежского залива покрыта льдом, преимущественно это дрейфующий торосящийся лед, однако припай занимает значительное пространство.



Р и с. 1. Расположение станций в Западной Соловецкой Салме (разрез 1 – ст. 1-1 – 1-6) и Онежском заливе (разрез 2 – ст. 2-1 – 2-5). На врезке показан район исследования в Белом море
F i g. 1. Location of stations in the Western Solovetskaya Salma (section 1 – stations 1-1 – 1-6) and the Oнежskiy Bay (section 2 – stations 2-1 – 2-5). The inset shows the area under study in the White Sea

Морфометрические особенности юго-восточного побережья Онежского залива способствуют активному удержанию вещества в течение нескольких месяцев (так называемая своеобразная «гидродинамическая ловушка») [5]. Здесь небольшие глубины (меньше 20 м), много островов. Поморский берег более изрезан по сравнению с Онежским берегом, вдоль которого действует мощное стоковое течение, направленное на север.

Материалы и методы

Комплексные исследования на двух разрезах, в проливе Западная Соловецкая Салма (разрез 1) и в Онежском заливе с севера на юг (разрез 2) (рис. 1), были выполнены 6–11 сентября 2019 г. в рейсе НИС «Эколог». Проведены синхронные измерения гидрологических характеристик (температура, соленость); определены биогеохимические параметры (содержание хлорофилла *a* (Хл),

биогенных элементов – минеральных и органических форм азота и фосфора), концентрация кислорода; изучен таксономический состав, численность и биомасса фитопланктона (ФП), включая вертикальное распределение в пределах фотической зоны, а также таксономический состав и численность зоопланктона.

Гидрофизические измерения выполнялись с использованием зондов *CTD90M Sea&Sun Technology* (Германия), *CTD RBRconcerto* (Канада), *CTD CastAway* (США), при помощи которых на всех станциях были получены профили вертикального распределения температуры, солености, мутности, Хл, на большей части станций – содержание растворенного кислорода.

Гидрохимические исследования были выполнены на отдельных станциях (1-1, 1-4, 1-6, 2-1, 2-3, 2-5), пробы воды на которых отбирали отдельно в фазу прилива и в фазу отлива из поверхностного и придонного горизонтов. Определение ионов аммония¹, нитритов² и минерального фосфора (Р_{мин})³ осуществлялось непосредственно в лаборатории НИС, тогда как анализы нитратов⁴, общего азота (N_{общ})⁵ и общего фосфора (Р_{общ})⁶ проводили после экспедиции в стационарной лаборатории гидрохимии и гидрогеологии ИВПС КарНЦ РАН.

Для оценки видового состава и параметров обилия фитопланктона, а также определения содержания Хл и биогенных элементов пробы воды отбирали 5-литровым батометром Нискина. Отбор 46 проб для определения Хл был выполнен на 6 станциях. Для определения качественного состава и количественных характеристик ФП были отобраны 138 проб с трех или четырех горизонтов (поверхностный, над и под пикноклином, придонный) на тех же станциях. Концентрацию Хл определяли флуориметрически в ацетоновом экстракте до и после подкисления водным 1N раствором HCl [6], используя флуориметр *Trilogy Turner Designs* (США). Пробы воды объемом 0,5–1 л осаждали на фильтры GF/F фирмы *Whatman* под вакуумом при разряжении 0,3 атм. После фильтрации фильтры высушивали при комнатной температуре в течение одного – двух часов, замораживали и хранили в жидком азоте для последующего определения в лабораторных условиях. Экстрагирование проводили 90%-ным водным раствором ацетона в течение суток. Для исследования ФП пробы воды

¹ РД 52.24.383-2018. Массовая концентрация аммонийного азота в водах. Методика измерений фотометрическим методом в виде индофенолового синего. Введ. 2018-02-04. Ростов н/Д, 2018. 47 с.

² РД 52.24.518-2008. Массовая концентрация нитритов в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом с сульфаниламидом и N-(1-нафтил) этилендиамина дигидрохлоридом. Введ. 2008-01-02. Ростов н/Д, 2008. 30 с.

³ РД 52.24.382-2006. Массовая концентрация фосфатов и полифосфатов в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом. Введ. 2006-27-03. Ростов н/Д, 2006. 28 с.

⁴ РД 52.24.523-2009. Массовая концентрация нитратов в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом с сульфаниламидом и N-(1-нафтил) этилендиамина дигидрохлоридом после восстановления в кадмиевом редукторе. Введ. 2009-01-12. Ростов н/Д, 2009. 34 с.

⁵ РД 52.24.532-2016. Массовая концентрация общего азота в водах. Методика измерений спектрофотометрическим методом с минерализацией проб в терморекторе. Введ. 2017-10-07. Ростов н/Д, 2016. 34 с.

⁶ РД 52.24.387-2006. Массовая концентрация фосфора общего в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом после окисления персульфатом калия. Введ. 2006-01-04. Ростов н/Д, 2006. 27 с.

(объемом 1 л) концентрировали методом обратной фильтрации ⁷ в камере, оснащенной ядерным мембранным фильтром (разработан Объединенным институтом ядерных исследований, г. Дубна) с диаметром пор 2 мкм. Концентрированные пробы фиксировали раствором Люголя и просчитывали под световым микроскопом Микромед 3 в камере Ножотта объемом 0,05 мл при увеличении $40 \times 10 \times 0,65$. Линейные размеры клеток измеряли окуляр-микрометром. Идентификацию проводили до возможного наиболее низкого таксономического ранга, используя современные определители морского фитопланктона ⁸. Объем клеток рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур [7]. Клеточное содержание углерода рассчитывали по объемам клеток с использованием аллометрических зависимостей и учетом систематической принадлежности водорослей [8]. Данные зондирования были использованы для определения глубины эвфотической зоны (*Zeu*) (1% ФАР). На станциях, на которых не проводились зондирования, *Zeu* восстанавливали по региональной эмпирической зависимости значений коэффициента диффузного ослабления нисходящей облученности (*Kd*) от глубины видимости диска Секки [9].

Пробы зоопланктона отбирали на станциях 1-6, 1-1, 2-3 и 2-5 в разные фазы приливного цикла (малая и полная вода) с использованием сети Джели с диаметром входного отверстия 37 см и ячейей фильтрующего сита 100 мкм, фиксировали формалином (2–4%) и обрабатывали счетным методом. Объем пробы доводили до 200 мл, брали из нее 3 аликвоты по 1 мл, в которых подсчитывали массовые формы (> 5–10 экз. на аликвоту), затем во всей пробе считали менее многочисленных животных.

Результаты и обсуждение

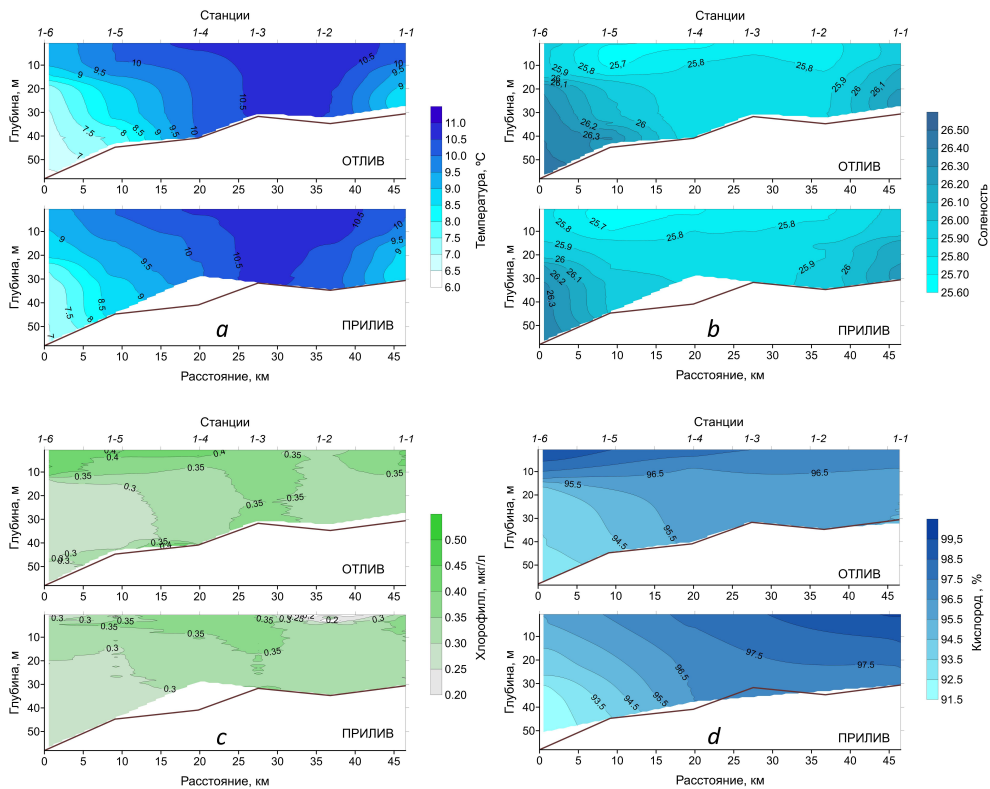
В период измерений температура верхнего 10-метрового слоя воды составила 9°C на самой мористой станции 1-6, 10,5°C – на ст. 1-1, 3–14°C – на ст. 2-3 и 2-5 (самая южная станция разреза 2). Разность между поверхностной и придонной температурой составила ~ 3°C на разрезе 1 и 2,5°C – на разрезе 2. Поэтому распределение температуры с некоторым допущением характеризует ситуацию во всей толще воды. Эти данные качественно хорошо согласуются со значениями, полученными нами в сентябре 2017 г. [2], а именно: температура колебалась в диапазоне 4,5–11,5°C, соленость – в диапазоне 24–25,5 в зависимости от расположения станции. Наиболее холодные участки поверхностного слоя отмечены в северной части Онежского залива, наиболее теплые – в центральной и южной частях. Вертикальное распределение температуры в центральной части залива отличалось относительной гомотермией. В северной части Западной Соловецкой Салмы температура с глубиной понижалась, а в вершине Онежского залива теплые воды у поверхности были «накрыты» слоем холодных вод.

⁷ Радченко И. Г., Капков В. И., Федоров В. Д. Практическое руководство по сбору и анализу проб морского фитопланктона. Москва : Мордвинцев, 2010. 60 с.

⁸ Horner R. A. Marine Phytoplankton. Selected Microphytoplankton Species from the North Sea Around Helgoland and Sylt, Kleine Senckenberg-Reihe 49, M. Hoppenrath, M. Elbrachter, G. Drebes, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany (2009), 264 pp., ISBN: 978-3-510-61392-2 // Harmful Algae. 2010. Vol. 9, iss. 2. P. 240–241. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2009.09.004>

Максимальная соленость в 2019 г. зарегистрирована на ст. 1-1 и 1-6 (~ 26 на поверхности). Минимальные значения наблюдались на ст. 2-3 (22 в отлив и 24 в прилив). На ст. 2-5 соленость на поверхности была 25 в прилив и в отлив. Между поверхностью и дном различия не превышали 0,5 на разрезе 1, на ст. 2-3 градиент солености составил 1 в прилив и 3 в отлив. На ст. 2-5 наблюдалась полная гомогенность водной толщи.

Согласно многолетним данным [3], в начале сентября температура поверхностного слоя в Онежском заливе составляет ~ 7°C, соленость – 26. В это время года, как правило, вода в центральной части залива хорошо перемешана в силу воздействия динамики, в Соловецких Салмах (проливы с востока и запада от Соловецких о-вов) наблюдается стратификация вод, наиболее хорошо выраженная на границе с Бассейном (рис. 2).



Р и с. 2. Распределение температуры (a), солености (b), хлорофилла a (c) и кислорода (d) в фазу прилива и отлива на разрезе 1

F i g. 2. Distribution of temperature (a), salinity (b), chlorophyll a (c) and oxygen (d) during the phase of high and low tide along section 1

На разрезе 2 (рис. 3) в Онежском заливе ярко выраженная неоднородность температуры воды, вероятно, связана с Онежской фронтальной зоной, на что указывает разница в температурах между ст. 2-1 и 2-2, составляющая 2°C.

Распределение температуры на разрезе также подвержено сильной приливной изменчивости: на ст. 2-2 температурная аномалия простирается до горизонта 20 м в прилив, а в отлив глубина ее проникновения уменьшается до

5 м. Аналогичная картина наблюдается и в поле солёности, что может служить доказательством проявления наблюдаемых неоднородностей в связи с влиянием гидрологической фронтальной зоны.

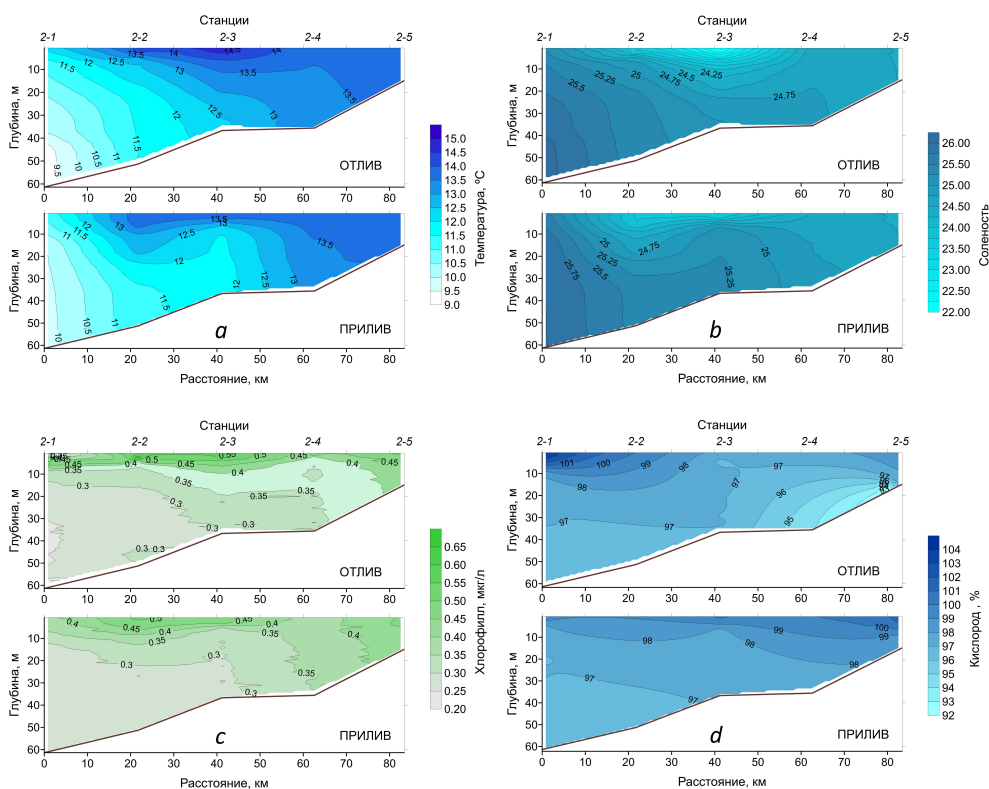


Рис. 3. Распределение температуры (а), солёности (b), хлорофилла *a* (c) и кислорода (d) в фазу прилива и отлива на разрезе 2
Fig. 3. Distribution of temperature (a), salinity (b), chlorophyll *a* (c) and oxygen (d) during the phase of high and low tide along section 2

В сентябре 2017 г. [2] в южной части Онежского залива выделялись распресненные (до 22) поверхностные воды в виде ограниченной в пространстве прослойки толщиной 5–10 м. Под влиянием приливно-отливных течений происходило значительное (8–9 км) изменение положения Онежского фронтального раздела. Стоит отметить, что динамика концентрации хлорофилла *a* совпадала с динамикой солёности.

Содержание биогенных элементов (БЭ) на обоих разрезах было близким (табл. 1). В распределении форм азота преобладала органическая, концентрация $N_{\text{орг}}$ изменялась в диапазоне 0,62–0,83 мг N/л. Наблюдалось 2-3-кратное увеличение концентрации нитратов от поверхности ко дну на глубоководной ст. 1-6.

Данная закономерность, как правило, характерна для весенне-летнего периода. Концентрация нитритов и ионов аммония была низкая и практически не отличалась в разные фазы приливного цикла. Содержание общего фосфора

на обоих разрезах изменялось в пределах 14–29 мкг/л, его максимальная концентрация наблюдалась на ст. 2-5 (29 мкг/л), что обусловлено влиянием р. Онега, и в поверхностном слое на ст. 1-1 в фазу отлива (28 мкг/л). Соотношение минеральной и органической форм фосфора было в основном 1:1, за исключением преобладания его минеральных форм в придонном слое воды на глубоководных станциях 1-6 и 2-1 в фазу прилива и органических форм – на поверхности на ст. 1-6 и 1-1, а также у дна на ст. 2-5 в фазу отлива.

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Концентрация биогенных элементов в Онежском заливе в сентябре 2019 года
Nutrients concentrations in the Onezhskiy Bay in September, 2019

Номер разреза / Section number	NH ₄ ⁺	NO ₂	NO ₃	N _{орг} / N _{орг}	N _{общ} / N _{total}	P _{мин} / P _{мин}	P _{орг} / P _{орг}
Разрез 1 / Section 1	<u>0,009 (0,002)</u> 0,005-0,011	<u>0,002 (0,0004)</u> 0,002-0,003	<u>0,03 (0,02)</u> <0,01-0,08	<u>0,72 (0,06)</u> 0,62-0,83	<u>0,75 (0,06)</u> 0,69-0,86	<u>9 (2)</u> 5-12	<u>9 (4)</u> 5-19
Разрез 2 / Section 2	<u>0,008 (0,002)</u> 0,005-0,011	<u>0,001 (0,0005)</u> <0,001-0,002	<u>0,02 (0,01)</u> <0,01-0,03	<u>0,71 (0,06)</u> 0,62-0,81	<u>0,73 (0,05)</u> 0,66-0,84	<u>10 (2)</u> 6-11	<u>9 (3)</u> 6-18

П р и м е ч а н и е. В числителе указаны средние значения и стандартное отклонение (в скобках), в знаменателе – пределы колебаний; P_{мин} и P_{орг} – в мкг/л, остальные параметры – в мг N/л.

N o t e. The numerator indicates the average values and the standard deviation (in parentheses), the denominator – the fluctuation limits; P_{min} and P_{org} – in µg/l, the other parameters – in mg N/l.

Концентрация биогенных элементов в Онежском заливе
в сентябре 2019 года

Концентрация хлорофилла *a* на поверхностном горизонте Онежского залива изменялась в диапазоне 0,35–0,83 мг/м³. Его среднее содержание в фазу прилива и отлива составило 0,52 ± 0,18 и 0,55 ± 0,15 мг/м³ соответственно и статистически достоверно не различалось (рис. 4). Среднее содержание Хл в фотическом слое в полную и малую воду составило соответственно: на разрезе 1 0,51 ± 0,17 и 0,49 ± 0,04 мг/м³, на разрезе 2 – 0,55 ± 0,13 и 0,58 ± 0,13 мг/м³. В Западной Соловецкой Салме (разрез 1) наибольшие значения Хл были отмечены на поверхностном горизонте как в фазу прилива, так и в фазу отлива. Исключение составила ст. 1-1, где максимальная концентрация Хл (0,46 мг/м³) была выявлена на горизонте 5 м в фазу отлива. В юго-восточной части Онежского залива (разрез 2) наибольшее значение Хл (0,83 мг/м³) отмечено в поверхностном слое на ст. 2-5 в фазу отлива.

В 2017 г. [2] содержание хлорофилла *a* в сентябре колебалось от 0,34 мг/м³ на поверхности до 0,26 мг/м³ в придонном горизонте Онежского залива. Максимальные значения Хл (> 0,5 мг/м³) наблюдались в районе Онежской фронтальной зоны, образованной стоком р. Онега. Эти значения несколько ниже по сравнению с данными 2019 г., но и сроки проведения отличаются почти на две недели: в 2017 г. – с 18 сентября, в 2019 г. – с 6 сентября.

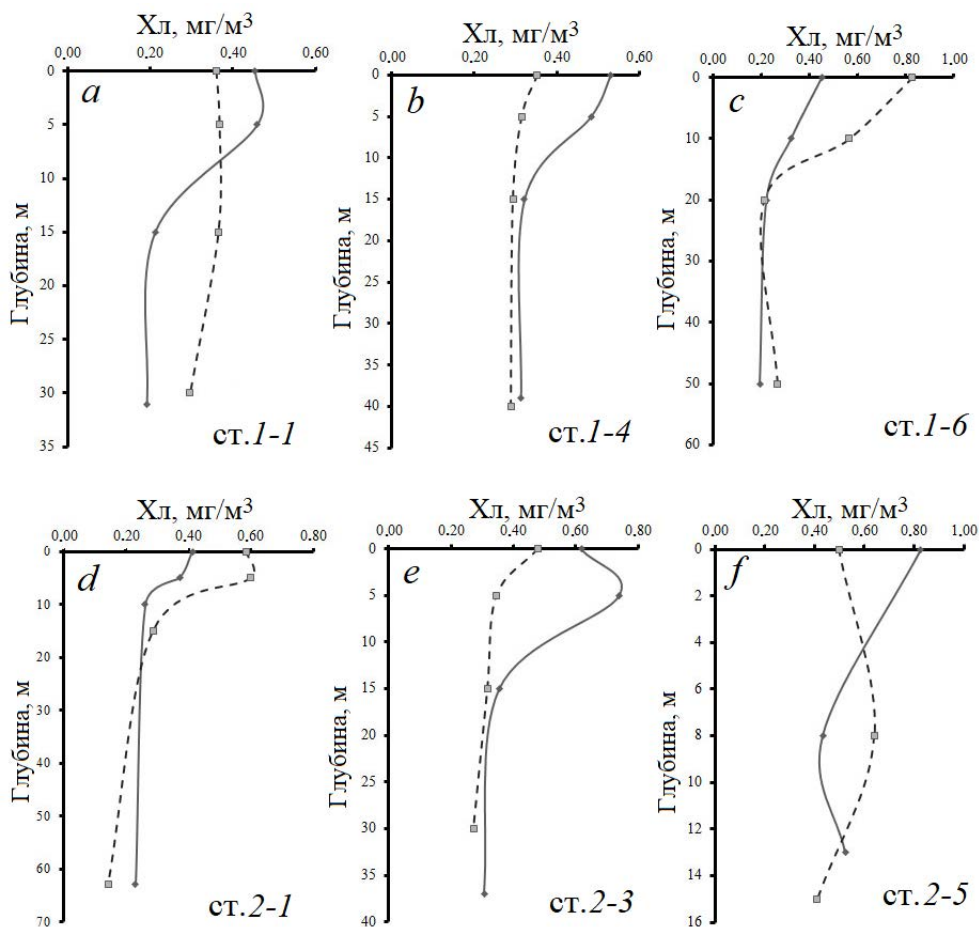


Рис. 4. Вертикальное распределение хлорофилла *a* на станциях разреза 1 (*a – c*) и разреза 2 (*d – f*) Онежского залива Белого моря (сплошные линии – во время отлива, штриховые – во время прилива)

Fig. 4. Vertical distribution of chlorophyll *a* at the stations of section 1 (*a – c*) and section 2 (*d – f*) in the Onegzhskiy Bay of the White Sea (solid lines – during low tide, dashed lines – during high tide)

Основные изменения концентрации БЭ в фотическом слое связаны с различной интенсивностью продукционно-деструкционных процессов в зависимости от сезона: минимальное содержание минеральных форм азота и фосфора наблюдается в весенне-летний период, тогда как осенью происходит их накопление. В сентябре 2019 г. поверхностный слой воды был еще достаточно прогрет (рис. 2, *a*), в результате чего там преобладали продукционные процессы (что подтверждается данными по содержанию БЭ и Хл), но они были меньшей интенсивности по сравнению с летним периодом. Для сравнения: летом 2007–2011 гг. концентрация минеральных форм БЭ была ниже, чем в сентябре 2019 г., и в среднем содержание NO_3^- составило 0,01 мг N/л, $P_{\text{мин}}$ – 5 мкг/л [10]. В придонном слое на глубоководных станциях преобладали деструкционные процессы, сопровождающиеся накоплением минеральных форм БЭ.

Фитопланктон в сентябре 2019 г. был представлен 84 таксонами эукариотических водорослей. Наибольшим видовым богатством характеризовались диатомовые (39 таксонов) и динофитовые водоросли (32 таксона). Кроме того, присутствовали эвгленовые, зеленые, криптофитовые, диктиофитовые, хризофитовые водоросли с числом таксонов в каждой из групп, не превышающим трех. Отмечена также *Ebria tripartita* – водоросль неясного таксономического положения. Цианопрокариоты, которые были встречены только на ст. 2-1 ниже фотической зоны, представлены одним родом – *Oscillatoria spp.* Помимо этого некоторые мелкоклеточные формы (3–8 мкм) не удалось идентифицировать даже до самого высокого ранга, они были объединены в группу мелких не идентифицированных видов (нв) водорослей.

На обоих разрезах – в Западной Соловецкой Салме (разрез 1) и Онежском заливе (разрез 2) – пробы отбирались в полную и малую воду с целью оценки воздействия приливной динамики на обилие фитопланктона. Глубина фотического слоя (1% ФАР) на разрезах колебалась в интервале 3–10 м. Биомасса была относительно невысокой и существенно изменялась на разных станциях в пределах одного разреза (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Table 2

Средние значения биомассы ФП (БФП, мг С/м³) и концентрации хлорофилла *a* (Хл, мг/м³) в фотическом слое, вклад в суммарную биомассу доминирующих видов и групп водорослей (цифры в скобках, %) в полную и малую воду
Average values of PP biomass (PPB, mg C/m³) and chlorophyll *a* concentration (Chl, mg/m³) in the photic zone, the contribution of dominating species and algae groups to the total biomass (numbers in parentheses, %) during high and low water

Номер станции / Station number	БФП / PPB	Хл / Chl	Доминирующие виды и группы / Dominating species and groups	БФП / PPB		Хл / Chl		Доминирующие виды и группы / Dominating species and groups
				Полная вода / High water		Малая вода / Low water		
Западная Соловецкая Салма / Western Solovetskaya Salma								
1-1	7,72	0,42	<i>Thalassiosira spp.</i> 1 (32)	1,04	0,46	<i>Thalassiosira spp.</i> 1 (37)		
1-4	7,11	0,40	<i>Heterocapsa rotundata</i> (12) <i>Thalassiosira spp.</i> 1 (14)	6,37	0,53	<i>Heterocapsa rotundata</i> (14) <i>Thalassiosira spp.</i> 1 (13)		
1-6	5,44	0,70	нв * (20) / ns * (20)	23,02	0,49	<i>Thalassiosira nordenskioldii</i> (26)		
Онежский залив / Onezhskiy Bay								
2-1	9,67	0,66	<i>Thalassiosira spp.</i> 1 (20)	31,97	0,43	<i>Chaetoceros curvisetus</i> (22)		
2-3	5,27	0,41	нв (17) / ns (17)	11,43	0,68	<i>Gymnodinium spp.</i> (20)		
2-5	9,27	0,57	криптофитовые (22) / cryptophytes (22)	6,42	0,63	криптофитовые (24) / cryptophytes (24)		

* нв – не идентифицированные виды мелких жгутиковых.

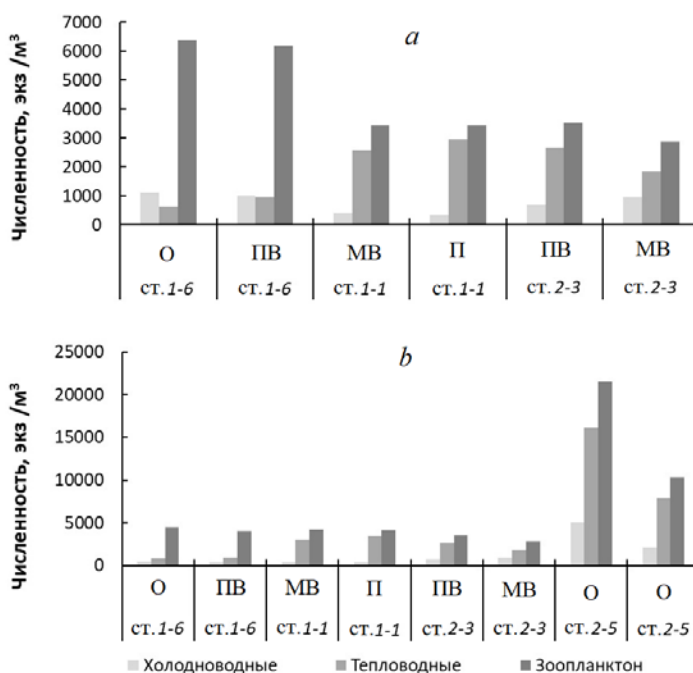
* ns – non-identified species small flagellates.

В Западной Соловецкой Салме в фотическом слое средние значения биомассы ФП в полную и малую воду составили $6,75 \pm 1,18$ и $10,25 \pm 11,34$ мгС/м³, в Онежском заливе $8,07 \pm 2,43$ и $16,61 \pm 13,54$ мгС/м³ соответственно. На обоих разрезах биомасса ФП в малую воду была выше, чем в полную (рис. 4), однако

различия были статистически не достоверны ($p > 0,05$). В составе сообществ по биомассе доминировали диатомовые и динофитовые водоросли. Основной вклад вносили диатомеи родов *Thalassiosira* (*T. nordenskioldii*, *Thalassiosira spp.*), 13–37% суммарной биомассы ФП, и *Chaetoceros* (22%), а также динофлагелляты, представленные в основном *Heterocapsa rotundata* (до 14%) и *Gymnodinium spp.* (до 20%).

Комплекс доминирующих видов в целом не менялся при разных фазах приливного цикла. Исключение составила самая южная станция разреза 2 (ст. 2-5), находящаяся под влиянием стока р. Онеги, где в состав доминирующих групп вошли относительно крупные (> 10 мкм) криптофитовые водоросли. Их вклад в суммарную биомассу колебался в диапазоне 13–31% на разных горизонтах.

Мезозоопланктон был представлен 16 таксонами уровня вида и рода и 7 таксонами более высокого уровня (в основном это личинки донных беспозвоночных). Веслоногие ракообразные доминировали в мезозоопланктоне на всех станциях как по обилию, так и по числу видов. Суммарная численность зоопланктона достигала наибольших значений (21500 экз/м³) на ст. 2-5 (рис. 5), расположенной наиболее близко к вершине залива.

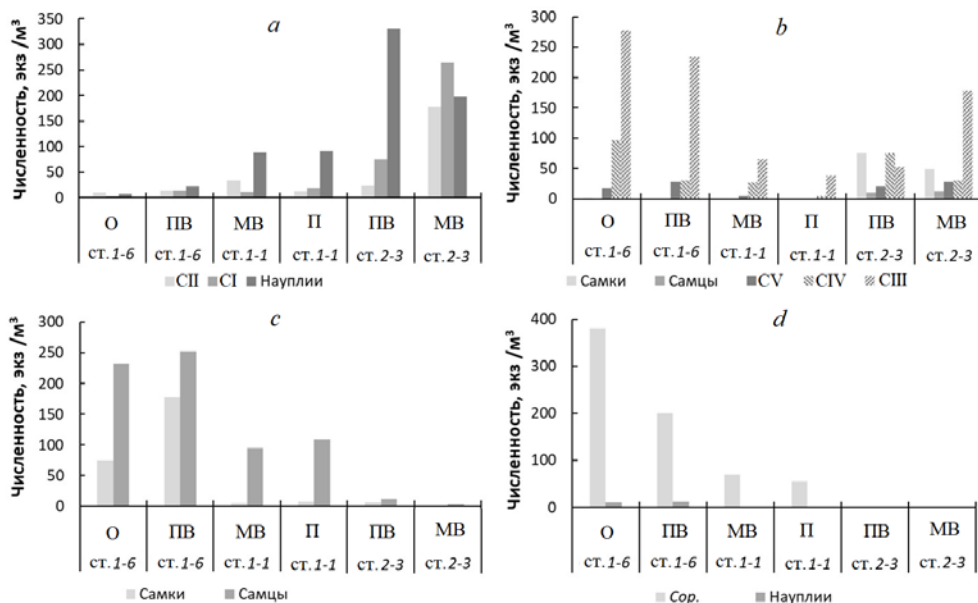


Р и с. 5. Распределение и динамика численности основных экологических группировок, суммарной численности зоопланктона в Онежском заливе в слое 0–20 м (а) и в слое 0–10 м (б) (на ст. 2-3 слой воды 0–30 м). Обозначения: О – отлив, ПВ – полная вода, МВ – малая вода, П – прилив

F i g. 5. Distribution and dynamics of the abundance of basic ecological groups and total abundance of zooplankton in the Onegzhskiy Bay in the 0–20 m layer (a) and in the 0–10 m layer (b) (at stations 2-3, the water layer is 0–30 m). Designations: LT – low tide, HW – high water, LW – low water and HT – high tide

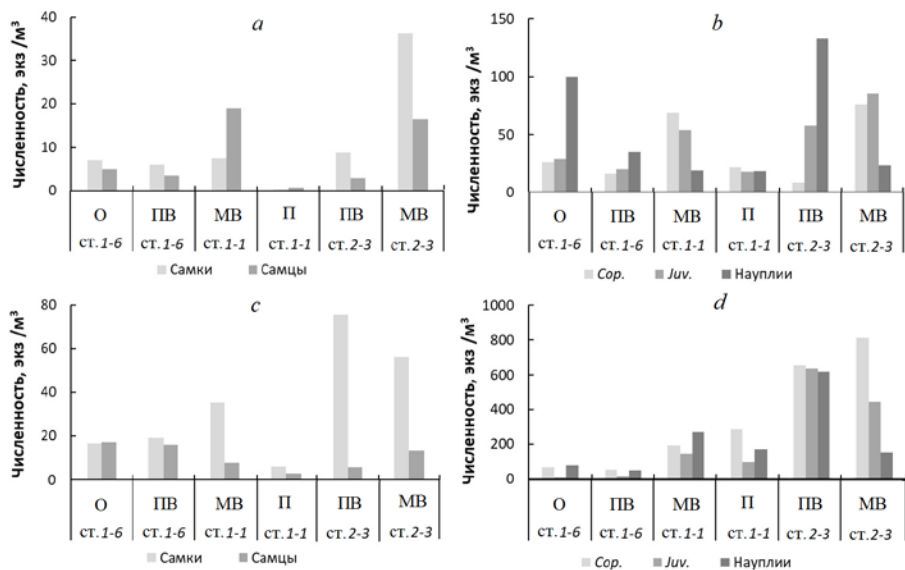
Слой 0–10 м рассмотрен для сравнения со ст. 2-5 в куту залива, где пробы отбирали в слое 0–11 м. На этой станции в массе присутствовали бореальные виды и *Pseudocalanus spp.* Весь мезозоопланктон можно разделить на две экологические группы по отношению к температуре – холодноводную и тепловодную [11]. Принадлежность конкретного вида к той или иной группировке поможет объяснить его распределение в заливе и динамику численности. В холодноводную группу входят арктические виды *Calanus glacialis* и *Metridia longa*, бореально-арктические *Pseudocalanus spp.*, *Triconia borealis* и *Parasagitta elegans*. Тепловодные организмы представлены бореальными копеподами *Temora longicornis*, *Centropages hamatus*, *Acartia longiremis*, кладоцерами *Evadne nordmanni*, *Podon leuckarti* и *Pleopis polyphaemoides*, аппендикуляриями *Fritillaria borealis*, а также космополитом *Microsetella norvegica* (*Copepoda*). Высокая численность холодноводных организмов отмечена как на границе с Бассейном, так и в южной части разреза 2 (ст. 2-5), причем здесь из холодноводных животных встречались только виды рода *Pseudocalanus* (97–100% численности группировки). Тепловодные виды наиболее многочисленны на ст. 2-5 (16000 экз/м³, или 75% зоопланктона), их меньше всего на мористой ст. 1-6 (840 экз/м³ в слое 0–10 м). Такое распределение группировок согласуется с горизонтальным распределением температуры воды.

На рис. 6 и 7 показано распределение холодноводных и тепловодных форм зоопланктона в зависимости от фазы приливного цикла.



Р и с. 6. Распределение и динамика холодноводных видов в Онежском заливе в слое 0–20 м: *a, b* – *Pseudocalanus spp.*; *c, d* – *Triconia borealis*; *Cop.* – старшие копепоидитные стадии (CIV-CV) *Triconia*. Остальные обозначения – на рис. 5

F i g. 6. Distribution and dynamics of cold-water species in the Onegzhskiy Bay in the 0–20 m layer: *a, b* – *Pseudocalanus spp.*; *c, d* – *Triconia borealis*; *Cop.* – older copepodite stages (CIV-CV) of *Triconia*. See other designations on Fig. 5



Р и с. 7. Распределение и динамика тепловодных видов в Онежском заливе в слое 0–20 м: *a, b* – *Temora longicornis*; *c, d* – *Acartia*; *Juv.* – младшие копеподитные стадии (CI–CIII) *Acartia*. Остальные обозначения – на рис. 5 и 6

F i g. 7. Distribution and dynamics of warm-water species in the Onegzhskiy Bay in the 0–20 m layer: *a, b* – *Temora longicornis*; *c, d* – *Acartia*; *Juv.* – junior copepodite stages (CI–CIII) of *Acartia*. The rest of the designations are in Fig. 5 and 6

Распределение *Pseudocalanus spp.* зависит от стадии развития: науплии и CI–CII тяготеют к вершине залива, CIII, CIV и CV многочисленны на самой мористой (на выходе из Западной Соловецкой Салмы) и наиболее южных станциях, самцы и самки в наибольших количествах встречаются ближе к устью р. Онега (самки до 150 экз/м³, самцы – до 12 экз/м³). *Triconia borealis* – бореально-арктический вид, в Белом море является мезопелагическим [12], в течение года придерживается промежуточных и придонных слоев водной толщи. Ожидаемо, этого вида больше всего в открытой части залива, а на юге *T. borealis* практически отсутствовал (на ст. 2–3 отмечены единичные особи, на ст. 2–5 его не было совсем). *Acartia spp.* (*A. longiremis* и *A. bifilosa*) и *Temora longicornis* – типичные бореальные теплолюбивые виды, развиваются из покоящихся яиц в теплое время года [13, 14]. Распределение этих видов соответствует их температурным предпочтениям – они тяготеют к южной части залива, на ст. 2–5 этих видов больше всего (4–6 тыс. экз/м³ после заката солнца, в светлое время суток ~ 2 тыс. экз/м³). В распределении *T. longicornis* закономерности проследить трудно вследствие значительного варьирования численности на разных станциях в разные фазы приливного цикла. Эврибионт *Oithona similis* демонстрировал закономерности лишь в горизонтальном распределении: максимальная численность этого вида была отмечена в самой мористой точке, она уменьшалась по направлению к вершине залива.

Заклучение

1. Впервые проведены в начале осеннего периода комплексные экспедиционные исследования открытой части Онежского залива Белого моря в целях вы-

явления особенностей распределения гидрологических, гидрохимических и гидробиологических характеристик в условиях интенсивных приливных движений и водообмена через фронтальные зоны южной и северной частей залива.

2. Из биогенных элементов в воде Онежского залива преобладали органические формы азота. Содержание $R_{\text{мин}}$ и $R_{\text{орг}}$ было близким, за исключением преобладания его минеральных форм в придонном слое на глубоководных станциях, что свидетельствует о протекании деструкционных процессов, характерных для осеннего периода. Исключение составляют также органические формы фосфора на поверхности некоторых станций в результате протекания продукционных процессов, что подтверждается данными по содержанию хлорофилла *a*.

3. Фитопланктон Онежского залива был представлен диатомовыми, динофитовыми, криптофитовыми и диктиоховыми водорослями. Наибольшим видовым богатством характеризовались динофитовые и диатомовые водоросли. В проливе Западная Соловецкая Салма преобладали водоросли рода *Thalassiosira* и *Heterocapsa rotundata*. В юго-восточной части Онежского залива доминировали *Chaetoceros curvisetus* и *Thalassiosira spp.*

4. Горизонтальное распределение зоопланктона, в первую очередь тепловодного, соответствовало горизонтальному градиенту температуры воды: в южной части Онежского залива обилие бореальных видов на порядки выше, чем у границы с Бассейном. Из холодноводных видов только *Triconia borealis* соответствует градиенту температуры, тогда как распределение *Pseudocalanus spp.* различается на разных стадиях, что связано с возрастным изменением температурных предпочтений. Суточные миграции зоопланктона выявлены на ст. 2-5: в темное время суток обнаружено значительное повышение обилия всех массовых видов, что соответствует закономерности, характерной и для других морей высоких широт.

5. Выявлено, что влияние фаз приливного цикла в исследуемом районе на пространственно-временную изменчивость характеристик морской среды проявлялось следующим образом:

- толщина слоя поверхностных аномалий температуры и солёности во фронтальной зоне южной части залива изменялась в пределах 0–15 м;
- изменение солёности в распресненных областях составляло ~ 2;
- положение Онежского фронтального раздела смещалось на 8–9 км;
- соотношение минеральной и органической форм фосфора в определенных местах отклонялось от среднего по району (1:1);
- изменения концентрации нитритов, ионов аммония и хлорофилла *a* были статистически незначимы;
- изменения биомассы фитопланктона были также статистически незначимы;
- состав доминирующих видов фитопланктона не менялся;
- *Temora longicornis* демонстрировала значительное изменение численности на разных станциях и в разные фазы приливного цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Система Белого моря. Т. 3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М. : Научный мир, 2013. 690 с.
2. Исследование особенностей динамики фронтальных разделов и фронтальных зон под действием полусуточного приливного цикла в Белом море / Р. Э. Здоровеннов [и др.] // Тезисы доклада на конференции «Итоги экспедиционных исследований на научных судах ФАНО России», Москва, 21–22 февраля 2018 года. Севастополь, 2018. С. 78–83.

3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря СССР». Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л. : Гидрометеоздат, 1991. 240 с.
4. *Зимин А. В.* Субприливные процессы и явления в Белом море. М. : Геос, 2018. 220 с.
5. *Chernov I., Tolstikov A., Iakovlev N.* Modelling of tracer transport in the White Sea // Environment. Technology. Resources : proceedings of the 11th International Scientific and Practical Conference. Rezekne, Latvia, 2017. Vol. 1. P. 54–58. doi:10.17770/etr2017vol1.2594
6. *Arar E. J., Collins G. B.* Method 445.0: *In vitro* Determination of Chlorophyll *a* and Pheophytin *a* in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati, OH : United States Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
7. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae / H. Hillebrand [et al.] // Journal of Phycology. 1999. Vol. 35, iss. 2. P. 403–424. <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.1999.3520403.x>
8. *Menden-Deuer S., Lessard E. J.* Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnology and Oceanography. 2000. Vol. 45, iss 3. P. 569–579. <https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.3.0569>
9. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: Development and skill assessment of regional algorithms / A. B. Demidov [et al.] // Journal of Sea Research. 2017. Vol. 125. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.05.004>
10. *Кравченко И. Ю.* Биогенные элементы и органическое вещество в воде прибрежной части Белого моря // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Материалы V Всероссийского симпозиума с международным участием. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 274–276.
11. *Зубаха М. А., Усов Н. В.* Температурные оптимумы массовых видов зоопланктона Белого моря // Биология моря. 2004. Т. 30, № 5. С. 347–351.
12. *Прыгункова Р. В.* Некоторые особенности сезонного развития зоопланктона губы Чупа Белого моря // Сезонные явления в жизни Белого и Баренцева морей. Л. : Наука, 1974. С. 4–55. (Исследование фауны морей; т. 13(21)).
13. *Перцова Н. М.* К экологии бореальных копепод *Centropages hamatus* Lilljeborg и *Temora longicornis* Muller в Белом море и в пределах ареала // Биологические ресурсы Белого моря : Труды Беломорской биологической станции МГУ. 1990. Вып. 7. С. 80–92.
14. *Прудковский А. А.* Жизненный цикл *Acartia bifilosa* (Copepoda, Calanoida) в Белом море (губа Чернореченская, Кандалакшский залив) // Труды Беломорской биологической станции имени Н. А. Перцова. М. : Изд-во Моск. ун-та, 2003. Т. 9. С. 164–168.

Об авторах:

Толстиков Алексей Владимирович, руководитель лаборатории географии и гидрологии, ИВПС КарНЦ РАН (185030, Россия, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, д. 50), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7690-3404**, **Scopus Author ID: 10639972700**, **ResearcherID: J-4579-2018**, alexeytolstikov@mail.ru

Галахина Наталия Евгеньевна, старший научный сотрудник, лаборатория гидрохимии и гидрогеологии, ИВПС КарНЦ РАН (185030, Россия, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, д. 50), кандидат химических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4435-6095**, kulakovanata@mail.ru

Белевич Татьяна Алексеевна, ведущий научный сотрудник, МГУ (119234, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 12), кандидат биологических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1082-900X**, **Scopus Author ID: 16686334900**, **ResearcherID: T-1008-2017**, 3438083@list.ru

Усов Николай Викторович, старший научный сотрудник, Зоологический институт РАН (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 1), кандидат биологических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5093-5603**, **Scopus Author ID: 7005293293**, nikolay.usov@gmail.com

Здоровеннов Роман Эдуардович, старший научный сотрудник, лаборатория гидрофизики, ИВПС КарНЦ РАН (185030, Россия, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, д. 50), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1695-4872**, **Scopus Author ID: 8847365600**, **ResearcherID: L-8294-2013**, romga74@gmail.com

Научная статья

УДК 551.46.08+551.46 (26)
EDN: IOEERJ

Распространение черноморских вод в акватории Азовского моря по спутниковым данным и модели *NEMO*

Н. В. Василенко [✉], А. А. Алескерова, А. А. Кубряков, А. И. Мизюк,
С. В. Станичный

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
[✉] Nadinkot.nk@gmail.com

Поступила в редакцию 10.10.2022; одобрена после рецензирования 06.02.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Исследованы динамика, особенности сезонной изменчивости и причины затоков черноморских вод в акваторию Азовского моря.

Методы и результаты. Использовались спутниковые данные среднего и высокого разрешения, а также результаты численного моделирования поля солёности Азово-Черноморского бассейна по модели *NEMO* с высоким разрешением (1 км) за 2008–2009 гг. Проведенный анализ показал, что наиболее часто прозрачные солёные черноморские воды фиксировались в южной и юго-восточной частях Азовского моря в холодное время года. По спутниковым измерениям, максимальное количество затоков наблюдалось в ноябре и в марте, а минимальное – с июня по октябрь. Аналогичные результаты получены по данным численных расчетов за 2008–2009 гг.: в зимний период интенсивные затоки солёных вод в Азовское море (с потоком более 20 т/с) наблюдаются в трети случаев, оцененный поток соли в отдельных случаях составляет 60 т/с, в летний же период количество затоков близко к нулю. Черноморские воды далее преимущественно движутся в циклоническом направлении, иногда достигая центра бассейна. Высокие градиенты плотности в ряде случаев вызывают развитие интенсивного циклонического вихря у пролива на фронте затоков черноморских вод. На основе данных моделирования оценена связь ветра и потоков соли в Азовское море. Показано, что эта связь носит кубический характер, что частично объясняется ростом солёности поступающих вод, вызванным усилением вертикального перемешивания при действии штормов.

Выводы. Основными гидродинамическими причинами затоков черноморских вод и их сезонной изменчивости выступают: 1) интенсивный ветровой перенос во время ветров южных румбов; 2) фронтальные течения на границе апвеллингов у Керченского полуострова при действии западных и юго-западных ветров; 3) направленные на север течения на периферии проходящих синоптических вихрей.

Ключевые слова: Азовское море, Черное море, водообмен, Керченский пролив, *MODIS*, *NEMO*, скорость течения, вихревая динамика, сезонная динамика, спутниковые данные, циркуляция вод, численное моделирование, транспорт воды, солёность, температура поверхности моря, концентрация хлорофилла, дрейфовые течения, поток соли, гидрооптические характеристики

Благодарности: анализ скорости течений и их связи с вихревой динамикой выполнен при поддержке гранта РФФ 21-77-10052. Исследование изменчивости затоков черноморских вод по спутниковым данным выполнено в рамках темы госзадания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0006.

© Василенко Н. В., Алескерова А. А., Кубряков А. А., Мизюк А. И., Станичный С. В., 2023

Для цитирования: Распространение черноморских вод в акватории Азовского моря по спутниковым данным и модели *NEMO* / Н. В. Василенко [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 528–552. EDN IOEERJ.

Original article

Propagation of the Black Sea Waters in the Sea of Azov Based on the Satellite Data and the *NEMO* Model

N. V. Vasilenko ✉, A. A. Aleskerova, A. A. Kubryakov, A. I. Mizyuk, S. V. Stanichny

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ Nadinkot.nk@gmail.com

Abstract

Purpose. The paper is purposed at studying the dynamics and reasons of the Black Sea water inflows to the Sea of Azov, as well as the features of their seasonal variability.

Methods and Results. Medium and high resolution satellite data, and also the results of numerical modeling the salinity field of the Azov-Black Sea basin for 2008–2009 by the high resolution (1 km) *NEMO* model were used. The analysis showed that the transparent and salty Black Sea waters were recorded most frequently in the southern and southeastern parts of the Azov Sea during a cold season. Based on the satellite measurements, the maximum number of inflows was observed in November and March, and the minimum one – from June to October. Similar results were obtained from the data of numerical calculations for 2008–2009: in winter, intense salt water inflows to the Sea of Azov (the flow exceeds 20 tons/s) are observed in a third of cases, and in some cases, the estimated salt flux attains 60 tons/s, whereas in summer their number is close to zero. Further the Black Sea waters move predominantly in a cyclonic direction, sometimes reaching the basin center. In some cases, high density gradients induce the development of an intense cyclonic eddy near the strait at the front of the Black Sea water inflows. The simulation data made it possible to assess the relationship between the wind and the salt fluxes to the Sea of Azov. It is shown that this relationship is of a cubic nature that is partly explained by increase of the inflowing water salinity caused by the intensified vertical mixing during the storms.

Conclusions. The main hydrodynamic reasons for the Black Sea water inflows to the Sea of Azov and their seasonal variability are the following: 1) intense wind transfer during the south winds; 2) frontal currents at the boundary of upwellings near the Kerch Peninsula during the western and southwestern winds; 3) orbital currents of the passing anticyclones which are able to induce a northerly water transport in the strait at any wind conditions.

Keywords: Sea of Azov, Black Sea, water exchange, Kerch Strait, *MODIS*, *NEMO*, current velocity, eddy dynamics, seasonal dynamics, satellite data, water circulation, numerical modeling, water transport, salinity, sea surface temperature, chlorophyll concentration, drift currents, salt flux, hydrooptical characteristics

Acknowledgments: Analysis of the current velocities and their relation to eddy dynamics was supported by the RSF grant 21-77-10052. Study of the variability of the Black Sea water inflows using the satellite data was carried out within the framework of the theme of state assignment FNNN-2021-0006.

For citation: Vasilenko, N.V., Aleskerova, A.A., Kubryakov, A.A., Mizyuk, A.I. and Stanichny, S.V., 2023. Propagation of the Black Sea Waters in the Sea of Azov Based on the Satellite Data and the *NEMO* Model. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 484-507.

1. Введение

Азовское море является мелководной акваторией внутреннего типа (средняя глубина 7 м, максимальная – 14,4 м), для которой характерно интенсивное

перемешивание, высокие концентрации взвешенного вещества в водах и выраженное влияние речного пресноводного стока [1–3]. Последние годы отмечается рост среднего значения солености вод акватории (около 14) [4–7]. Азовское море характеризуется также высокой биопродуктивностью и биоразнообразием, является одним из важнейших источников биологических ресурсов.

Воды Азовского и Черного морей существенно различаются по целому ряду термохалинных и гидрооптических характеристик [3, 8]. Интенсивный речной сток в Азовском море приводит к значительному опреснению бассейна и является важным источником биогенных элементов, вызывающих рост биопродуктивности бассейна. Ежегодно в теплый период года наблюдается значительный рост концентрации хлорофилла *a*, которая в отдельных районах может достигать 50 мг/м³ [9]. Мелководное Азовское море характеризуется низкой прозрачностью, что в первую очередь связано с взмучиванием придонной взвеси под действием сильных и умеренных ветров. Из-за малых глубин в холодный период года конвекция в Азовском море проникает до дна и его температура становится значительно ниже, чем температура Черного моря. Эти характеристики позволяют эффективно идентифицировать затоки вод Черного моря по спутниковым данным в оптическом и инфракрасном диапазоне [10]. В исследовании [11] была разработана конфигурация модели циркуляции *NEMO* для Азово-Черноморского региона с высоким разрешением (1,2 км), которая позволяет явно воспроизводить водообмен через Керченский пролив, анализировать распространение соленых черноморских вод и их связь с режимом течений.

Затоки соленых менее продуктивных и относительно прозрачных вод Черного моря оказывают существенное влияние на термохалинную структуру вод, гидрохимический и гидробиологический режим Азовского моря [1, 2, 12]. По осредненным за многолетний период данным¹, сток воды из Азовского моря в Черное составляет 49,2 км³, а из Черного в Азовское –33,8 км³ в год. Интенсивность водообмена с Черным морем определяется морфологическими особенностями Керченского пролива, а также режимом течений и колебаний уровня поверхности моря [1]. Факторы, определяющие водообмен в Керченском проливе, значительно зависят от атмосферной циркуляции и компонентов водного баланса [13, 14]: формирование течений в Керченском проливе в некоторой степени связано с влиянием речного стока, но преимущественно зависит от характеристик ветра [15–17].

Особенности распространения черноморских вод в Азовское море описаны в работах [1, 2, 13–15, 17, 18], в которых представлены количественные оценки водообмена через Керченский пролив на основе данных натурных наблюдений и результатов численного моделирования, а также рассмотрено влияние различных гидрологических условий на возникновение черноморских затоков. Течения в Керченском проливе рассматривались также в работах [13, 19–20] на основе комплексного спутникового мониторинга. В частности, отмечено, что использование спутниковых изображений *MODIS-Aqua*, содержащих информацию о температуре морской поверхности, концентрации хлорофилла *a* и нормализованной яркости восходящего излучения на длине волны

¹ Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. Москва : Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

551 нм, позволяет выявлять перенос черноморских и азовоморских вод через пролив. В работах [1, 14, 16, 20] показано, что затоки черноморских вод наблюдались в южной и юго-восточной частях Азовского моря.

Цель настоящей работы – исследование динамики причин затоков черноморских вод в акваторию Азовского моря и особенности их сезонной изменчивости. Впервые на основе долговременных спутниковых оптических измерений среднего и высокого разрешения, а также результатов численных расчетов проведен анализ временной и сезонной изменчивости затоков черноморских вод в Азовское море. По данным моделирования исследована связь этих затоков с характеристиками ветра и особенностями черноморских течений. На основе спутниковых и численных данных обозначены ареалы распространения черноморских вод в Азовском море.

2. Данные

2.1. Спутниковые данные

Существенная разница в гидрооптических характеристиках Черного и Азовского морей позволяет эффективно исследовать распространение вод Черного моря в акваторию Азовского моря по данным дистанционного зондирования. Для выявления распространения черноморских вод с меньшими концентрациями взвешенного вещества рассматривались ежесуточные спутниковые данные *MODIS-Aqua*, *MODIS-Terra* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм за 2003–2020 гг. Использовались также данные *MODIS* о концентрации хлорофилла *a* и температуре поверхностного слоя моря (ТПМ). Данные были получены из архива *Ocean Color* (URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

Для детального рассмотрения особенностей черноморских затоков использовались спутниковые данные высокого пространственного разрешения *OLI (Operational Land Imager) Landsat-7, -8*, *MSI (MultiSpectral Instrument) Sentinel-2* (30 и 10 м соответственно). Данные были получены на портале *USGS* (URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Для анализа влияния ветровых условий на формирование затоков вод Черного моря в Азовское использовались данные глобального атмосферного реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) последнего поколения *ERA5* с пространственным разрешением $0,25^\circ$ и дискретностью 1 ч.

2.2. Численное моделирование

Для исследования затоков черноморских вод по данным численного моделирования используются результаты, полученные на основе модельного комплекса *NEMO* [11, 21]. Расчетный домен конфигурации охватывает бассейн Азовского, Черного и Мраморного морей (так называемый Эвксинский каскад) с почти однородным пространственным разрешением $\approx 1,2$ км.

Более подробное описание используемой конфигурации представлено в [11]. Отметим ряд допущений в данной работе при проведении численного эксперимента. Дискретизация по вертикали выполнялась с использованием *z*-координаты с дробным шагом на 35 горизонтах таким образом, чтобы в наиболее глубокой части Азовского моря было 5 горизонтов, а в наиболее

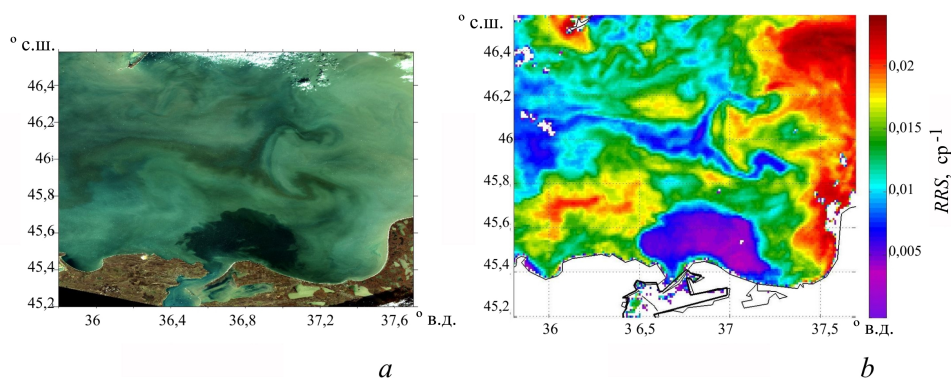
мелкой части Керченского пролива – минимум 3 горизонта. В связи с этим показатели водообмена между бассейнами по результатам численного моделирования являются несколько завышенными.

Стоит отметить, что в данной модели отсутствует ледяной покров, который регулярно формируется в акватории Азовского моря в зимний период. Учет льда проводился только посредством коррекции потока тепла в области, в которой расчетная температура поверхности моря становится ниже температуры замерзания воды, но без коррекции коэффициента динамического сопротивления, необходимого для определения напряжения трения ветра. Это влияет на результаты анализа динамики вод моря главным образом в зимний период. Исследования² показали, что зимы периода 2008–2009 гг. соответствуют теплым и умеренным ледовым условиям, т. е. льдом покрывался не весь бассейн, а только отдельные его части, и сам пролив был свободен ото льда.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Затоки черноморских вод в Азовское море по спутниковым данным

При рассмотрении спутниковых данных высокого разрешения *Landsat-7*, *-8*, *Sentinel-2* в южной и юго-восточной частях Азовского моря к северу от Керченского пролива ежегодно наблюдаются зоны с более чистыми от взвешенного вещества водами Черного моря. Для примера представлен *RGB*-композит спутникового изображения *Landsat-8* от 13.11.2015 (рис. 1, *a*), на котором с помощью визуальной оценки можно отличить обширную область чистых черноморских вод от более мутных окружающих вод Азовского моря. Представленный черноморский заток имеет площадь проявления на поверхности 1165 км² и достигает широты 45,72° с. ш.



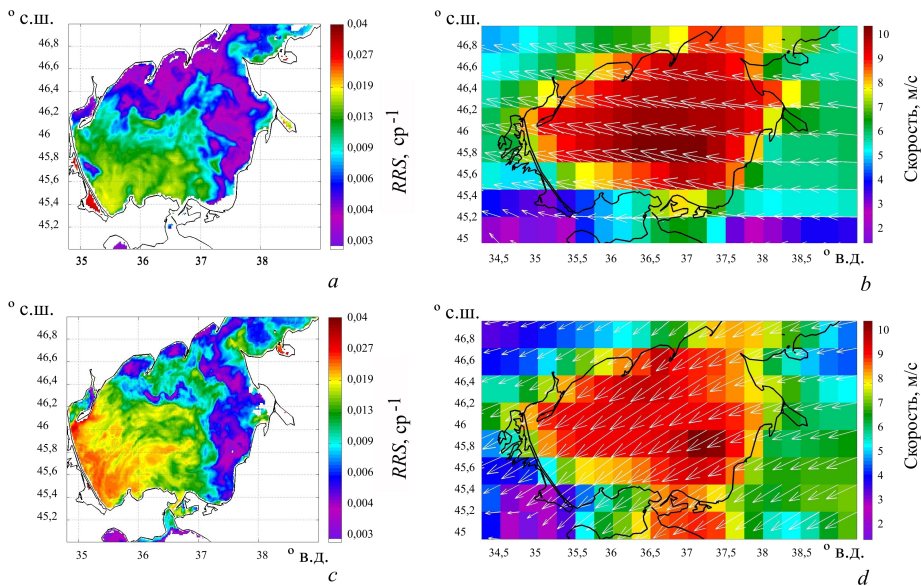
Р и с. 1. Пример распространения чистых от взвешенного вещества черноморских вод в южной части Азовского моря: *a* – данные *Landsat-8* от 13.11.2015, *RGB*-композит в псевдонатуральных цветах; *b* – данные *MODIS-Aqua* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм от 12.11.2015

F i g. 1. Example of propagation of the Black Sea waters free of suspended matter in the southern part of the Sea of Azov: *a* – the *Landsat-8* data on 13.11.2015, *RGB*-composite in pseudo-natural colors; *b* – the *MODIS-Aqua* data on the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm, 12.11. 2015

² Атлас льдов Черного и Азовского морей / Н. Н. Дьяков [и др.]. Севастополь, 2015. 219 с.

Для сравнения на рис. 1, *b* приведена карта яркости восходящего излучения (*RRS*) *MODIS-Aqua* на длине волны 551 нм (*RRS(551)*), которая характеризует количество рассеивающей взвеси в водах. Хорошо видно, что области чистых вод совпадают по данным спутников высокого и среднего разрешения. В области залива к северу от Керченского пролива *RRS(551)* в четыре раза ниже, чем в окружающих азовских водах. Отметим, что Азовское море характеризуется резкой изменчивостью биооптических характеристик, которая связана с быстрыми изменениями ветра и его влиянием на взмучивание придонной взвеси и эрозию берегов. Авторы считали, что на спутниковых данных наблюдается заток черноморских вод в случае обнаружения области со значительно более низкой величиной *RRS(551)* к северу от пролива и резких градиентов этого параметра. Выделение событий заток проводилось на основе визуального анализа каждой карты яркости ежедневного массива данных за 2003–2020 гг.

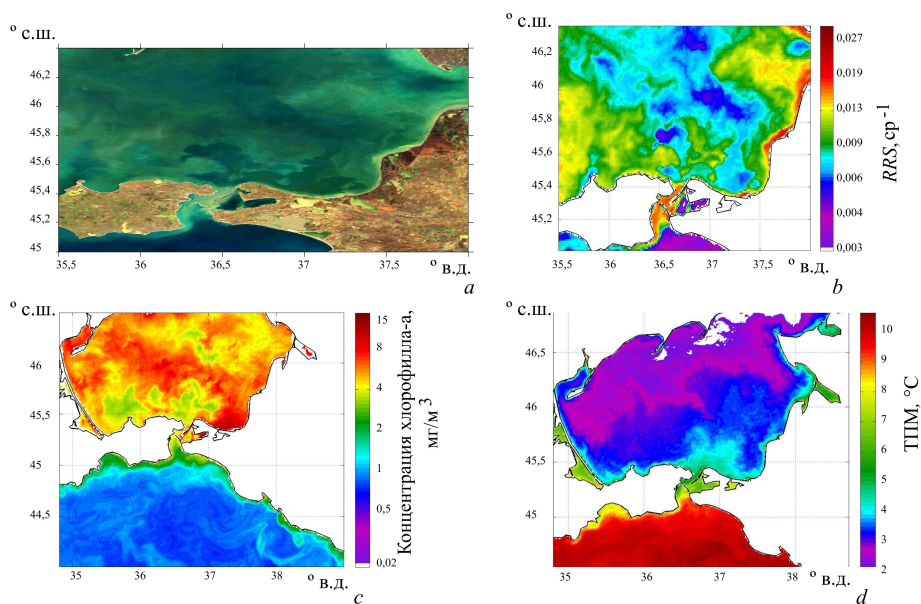
Однако привлечение только данных о яркости восходящего излучения в ряде случаев приводит к ошибкам. Пример таких неоднозначных карт яркости приведен на рис. 2, *a, c*. Хорошо видно, что в юго-восточной части Азовского моря наблюдаются относительно прозрачные воды с яркостью в 10 раз ниже яркости вод центральной части моря. Поскольку черноморские воды часто движутся на восток после их вхождения в Азовское море, такое распределение можно ошибочно принять за событие затока.



Р и с. 2. Поле яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм при воздействии интенсивных ветров северо-восточного и восточного направлений: данные *MODIS-Aqua* о *RRS(551)* от 11.10.2018 (*a*) и 17.10.2018 (*c*); данные о полях ветра *ERA-5* от 07.10.2018 (*b*) и 16.10.2018 (*d*)
Fig. 2. Field of the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm at the intense northeast and eastern winds: the *MODIS-Aqua* *RRS(551)* data on 11.10.2018 (*a*) and 17.10.2018 (*c*); the *ERA-5* data on the wind fields on 07.10.2018 (*b*) and 16.10.2018 (*d*)

Однако детальный анализ таких карт показал, что подобное распределение яркости имеет особенности, которые, по-видимому, связаны с процессами взмучивания придонных осадков. На наветренной стороне моря скорость ветра меньше (рис. 2, *b, d*), и, кроме того, волны молодые и их длины относительно малы. В результате в восточной прибрежной части моря воды относительно прозрачны. Эти чистые воды переносятся от берега под действием ветра и занимают полосу шириной до 50 км у берега. В то же время в центральной и юго-западных частях моря развитые волны достигают дна и здесь наблюдается резкое взмучивание придонных осадков. Этот процесс формирует характерные горизонтальные неоднородности поля яркости вод, которые не связаны с затокком черноморских вод. При обнаружении характерной структуры поля яркости с увеличением значений на наветренной стороне во время и после действия северо-восточных, восточных ветров эти случаи были исключены из анализа.

Для более точной идентификации черноморских затоков привлекались дополнительные спутниковые измерения. В случае поступления черноморских вод в акваторию Азовского моря отмечается одновременно резкое снижение значений яркости восходящего излучения (разница от 0,003 и выше до 0,03 cp^{-1}) и снижение концентрации хлорофилла *a* (контраст достигает 2–10 мг/м^3). Например, подобную разницу в значениях можно наблюдать в случае черноморского затока на спутниковых изображениях от 18.02.2016 (рис. 3, *b, c*).

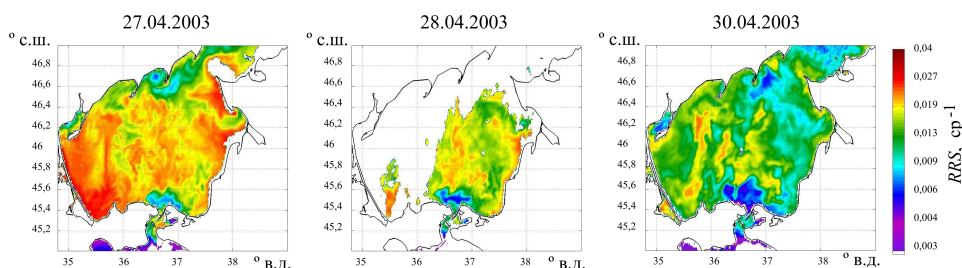


Р и с. 3. Ареал распространения черноморских затоков в юго-восточной части Азовского моря по данным *MODIS-Aqua* за 18.02.2016: *a* – *RGB*-композит в псевдонатуральных цветах; *b* – яркость восходящего излучения на длине волны 551 нм; *c* – концентрация хлорофилла *a*; *d* – ТПИМ

F i g. 3. Area of the Black Sea water inflows propagation in the southeastern part of the Sea of Azov based on the *MODIS-Aqua* data for 18.02.2016: *a* is the *RGB*-composite in pseudo-natural colors; *b* is the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm; *c* is the chlorophyll *a* concentration; *d* is SST

В холодный период года Азовское море охлаждается быстрее, чем Черное. Эти различия в температуре в некоторых случаях также позволяют выделить черноморские затоки в азовоморской акватории по данным о ТПМ. Так, на спутниковом изображении, содержащем информацию о ТПМ (рис. 3, *d*) можно наблюдать довольно существенную разницу значений для вод Азовского и Черного морей (до 9 °С). При этом в южной и юго-восточной частях Азовского моря, примыкающих к Керченскому проливу, температура поверхности значительно выше, чем в остальной акватории. Поскольку в данном районе также наблюдается зона с малым количеством взвешенного вещества (рис. 3, *a, b*) и низкой концентрацией хлорофилла *a* (рис. 3, *c*), повышенные значения температуры, вероятнее всего, связаны с поступлением более теплых вод Черного моря.

Продолжительность проявления черноморских затоков, по оптическим спутниковым данным, в среднем составляет от 1 до 3 дней, однако в некоторых случаях может наблюдаться в течение недели. На рис. 4 представлен пример динамики распространения черноморских вод на юге Азовского моря за 26.04.2003–30.04.2003. Так, 26–27 апреля после продолжительного периода облачного покрова над исследуемым районом в южной части азовоморской акватории фиксируется заток относительно чистых черноморских вод, которые соответствуют области низких значений яркости восходящего излучения. В последующие дни (28–30 апреля) эта область становится обширнее и продвигается севернее по акватории. В дальнейшем либо над исследуемым регионом наблюдался обширный облачный покров, либо проявление черноморских вод на поверхности не обнаруживалось.

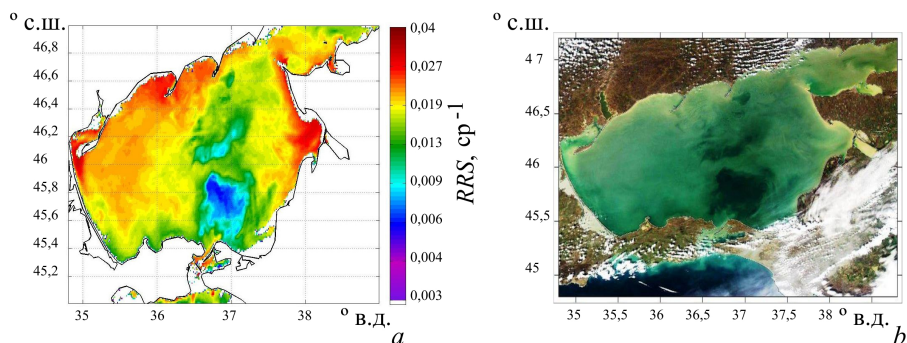


Р и с. 4. Динамика распространения черноморских вод на юге Азовского моря по данным *MODIS-Aqua* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм

F i g. 4. Dynamics of the Black Sea water propagation in the south of the Sea of Azov based on the *MODIS-Aqua* data on the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm

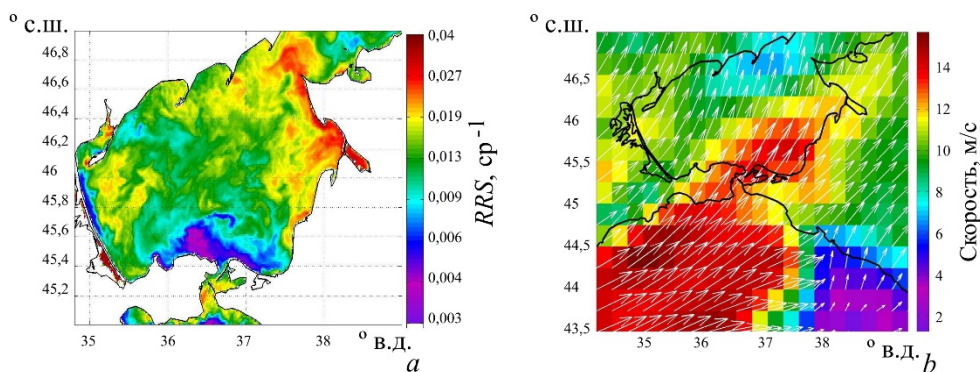
Как правило, по спутниковым данным, черноморские воды после транспорта через Керченский пролив наблюдаются в южной, юго-восточной и восточной частях Азовского моря. Площадь их проявления может достигать более 2000 км². При этом регулярно воды Черного моря по оптическим спутниковым изображениям проявляются на поверхности Азовского моря на расстоянии более 10 км к северу от Керченского пролива, как, например, в случае,

представленном на рис. 5, на котором черноморский заток проявляется на поверхности на расстоянии около 15 км от Керченского пролива в северном направлении.



Р и с. 5. Проявление обширного затока черноморских вод 20.03.2013 по данным *MODIS-Aqua* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм (*a*); *RGB*-композит в псевдонатуральных цветах (*b*)

F i g. 5. Manifestation of extensive inflow of the Black Sea waters on 20.03.2013 based on the *MODIS-Aqua* data on the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm (*a*); *RGB*-composite in pseudo-natural colors (*b*)



Р и с. 6. Данные *MODIS-Aqua* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм от 12.11.2016 (*a*); данные *NCEP* о полях ветра за 10.11.2016 (*b*)

F i g. 6. *MODIS-Aqua* data on the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm for 12.11.2016 (*a*); the *NCEP* wind field data for 10.11.2016 (*b*)

Оценка гидрометеорологических условий в исследуемом районе показала, что преобладающее влияние на возникновение заток черноморских вод оказывает интенсивное ветровое воздействие. Наиболее часто затоки вод Черного моря обнаруживались на оптических спутниковых изображениях Азовского моря при продолжительном ветре южных направлений со скоростью более 6–8 м/с. На рис. 6, *a* представлен пример затока черноморских вод на изображении *MODIS-Aqua* за 12.11.2016, на котором в южной части акватории наблюдаются низкие значения яркости восходящего излучения до широты 45,7° с. ш.

При этом с 6 по 10 ноября фиксировался интенсивный южный ветер со скоростью до 10–11 м/с (рис. 6, *b*). Аналогично рассматривались ветровые условия для всех предполагаемых случаев переноса черноморских вод в Азовское море.

Однако в ряде случаев затоки черноморских вод наблюдались в отсутствие сильных ветров. Пример такого затока за 28 сентября 2008 г. представлен на рис. 7, *a*. Как показано в [22], значительное влияние на водообмен в проливе могут оказывать изменения уровня Черного моря, связанные с его крупно- и мезомасштабной динамикой. В зимний период усиление циклонической циркуляции Черного моря вызывает нагон у южной оконечности Керченского пролива, сопровождающийся уменьшением потока азовских вод в Черное море. По данным спутниковой альтиметрии (рис. 7, *b*) хорошо видно, что в это время вблизи пролива наблюдался выраженный рост уровня, который был связан с прохождением прибрежных антициклонических вихрей (округлые положительные аномалии на рис. 7, *b*). Как будет показано далее, такой процесс может являться одной из причин затоков черноморских вод.

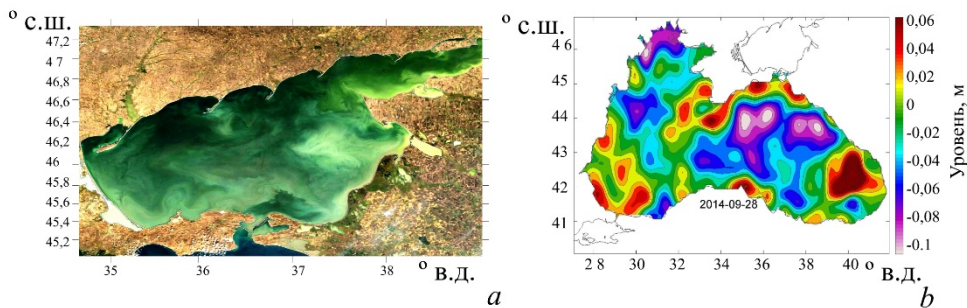


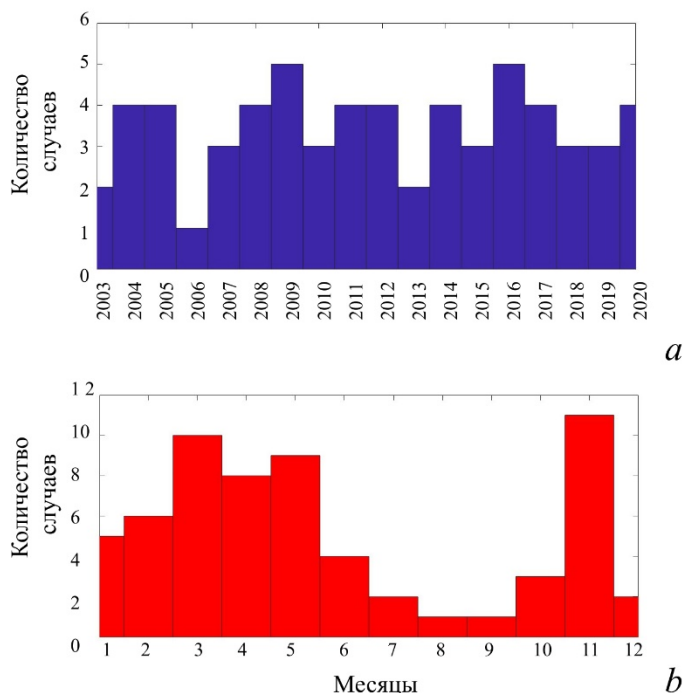
Рис. 7. RGB-композит в псевдонатуральных цветах за 28.09.2008 (*a*); данные спутниковой альтиметрии за 28.09.2008 (*b*)

Fig. 7. RGB-composite in pseudo-natural colors for 28.09.2008 (*a*); satellite altimetry data for 28.09.2008 (*b*)

По ежесуточным спутниковым данным за 2003–2020 гг., за исключением дней с облачным покровом, зафиксировано 62 случая черноморских затоков. Количество затоков относительно постоянно за весь период с незначительной тенденцией к росту. В среднем во все годы, за исключением 2006 и 2013 гг., по спутниковым данным, отмечается 3–4 явных случая распространения черноморских вод в Азовском море ежегодно (рис. 8, *a*).

Частота наблюдения затоков имеет значительную сезонную изменчивость (рис. 8, *b*). Наиболее часто за весь исследуемый период черноморские затоки фиксировались в холодное время года. Максимальное количество затоков наблюдалось в ноябре (11 случаев) и в марте (10 случаев). Меньше всего черноморские затоки возникали в период с июня по октябрь (до 4 случаев за весь исследовательский период). Отметим, что количество затоков определено по безоблачным спутниковым снимкам. Облачность над Черным морем имеет выраженный сезонный ход с максимумом в декабре – январе (80 %) и минимумом в июле – августе (40 %) [23]. Поэтому можно ожидать, что в зимний период

число затоков должно быть больше, чем было идентифицировано по спутниковым данным, и сезонный ход может быть еще более выражен.



Р и с. 8. Среднегодовое (а) и среднемесячное (b) количество выявленных случаев затоков черноморских вод в акватории Азовского моря по спутниковым данным за 2003–2020 гг.

F i g. 8. Average annual (a) and average monthly (b) numbers of the detected cases of the Black Sea water inflows to the Sea of Azov based on the satellite data for 2003–2020

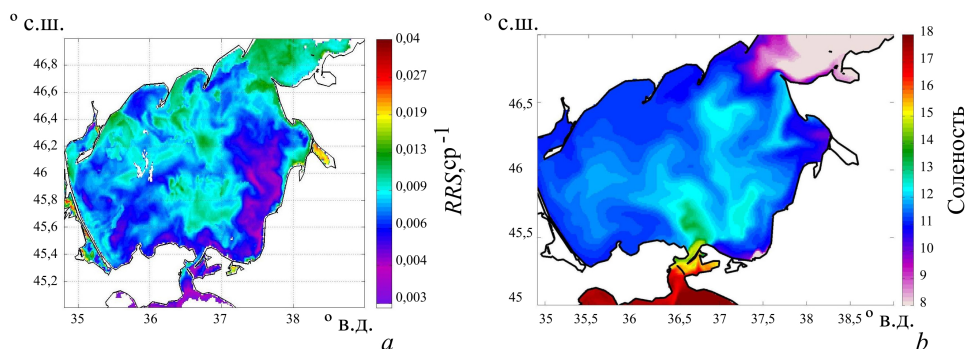
3.2. Затоки черноморских вод в Азовское море по результатам численного моделирования

Данные численного моделирования позволяют отчетливо наблюдать затоки черноморских вод и отслеживать их эволюцию в поле солености. Выявленные по модельным данным зоны более соленых черноморских вод в южной части Азовского моря соответствуют обнаруженным зонам низких значений яркости восходящего излучения по спутниковым данным *MODIS-Aqua*. При сопоставлении выявленных по спутниковым и модельным данным случаев затоков наблюдается четыре отчетливых совпадения в 2008 г. и пять – в 2009 г.

На рис. 9 представлен один из примеров такого сопоставления за 18 августа 2008 г. Так, на спутниковом изображении *MODIS-Aqua* в южной части акватории прослеживаются более чистые от взвешенного вещества воды. В эту же дату по расчетам модели *NEMO* отмечается аналогичный по местоположению ареал распространения более соленых вод Черного моря ($S > 12$).

Однако часть выявленных случаев (шесть за 2008–2009 гг.) черноморских затоков в Азовское море, полученных по данным численного моделирования,

по спутниковым данным не распознаются. Такие случаи, в частности, наблюдаются в мае – июне, когда оптические свойства вод Черного моря значительно меняются из-за интенсивного цветения кокколитофорид. Кроме этого, многие случаи затокков по модели *NEMO* приходятся на дни с развитым облачным покровом над районом исследования, что не позволяет сопоставить их со спутниковыми данными.



Р и с. 9. Сопоставление случая распространения вод Черного моря в южной части Азовского моря от 18.08.2008 по данным *MODIS-Aqua* о яркости восходящего излучения на длине волны 551 нм (а) и результатам расчета по модели *NEMO* о полях солености (б)

F i g. 9. Comparison of the case of the Black Sea water propagation in the southern part of the Sea of Azov on 18.08.2008 based on the *MODIS-Aqua* data on the remote sensing reflectance at the wavelength 551 nm (a) and the results of calculating the salinity fields using the *NEMO* model (b)

По расчетам модели *NEMO* в год предположительно выделяется более 20 случаев распространения более соленых черноморских вод в Азовском море (25 и 22 для 2008 и 2009 гг. соответственно). Продолжительность проявления затокков вод Черного моря, согласно расчетам модели, составляет от 1–2 до 5–7 сут. В согласии со спутниковой информацией, по модельным расчетам более соленые воды черноморского происхождения выделяются преимущественно в южной и юго-восточной частях Азовского моря. На рис. 10 представлен пример такого распространения черноморского затокка и увеличения его площади за 13.11.2008–29.11.2008. Так, по данным за 17.11.2008 (рис. 10, а), воды со значениями солености более 16 наблюдаются только южнее Керченского пролива. Далее на изображении от 21.11.2008 (рис. 10, б) наблюдается начальная стадия распространения черноморских вод с соленостью 16–18, которые распространяются на 10 км, образуя грибовидную структуру северной оконечности пролива. По полю скорости в это время хорошо виден достаточно интенсивный поток в проливе, направленный на север (рис. 11, а).

Данные моделирования, в согласии с работами [2, 22], показывают, что в большинстве случаев (90 %) причиной возникновения таких затокков являлись интенсивные юго-восточные и южные штормы. В данном примере интенсивное продвижение этих вод севернее Керченского пролива наблюдается под действием юго-восточного ветра со скоростью более 10 м/с, который отмечался с 20.11.2008.

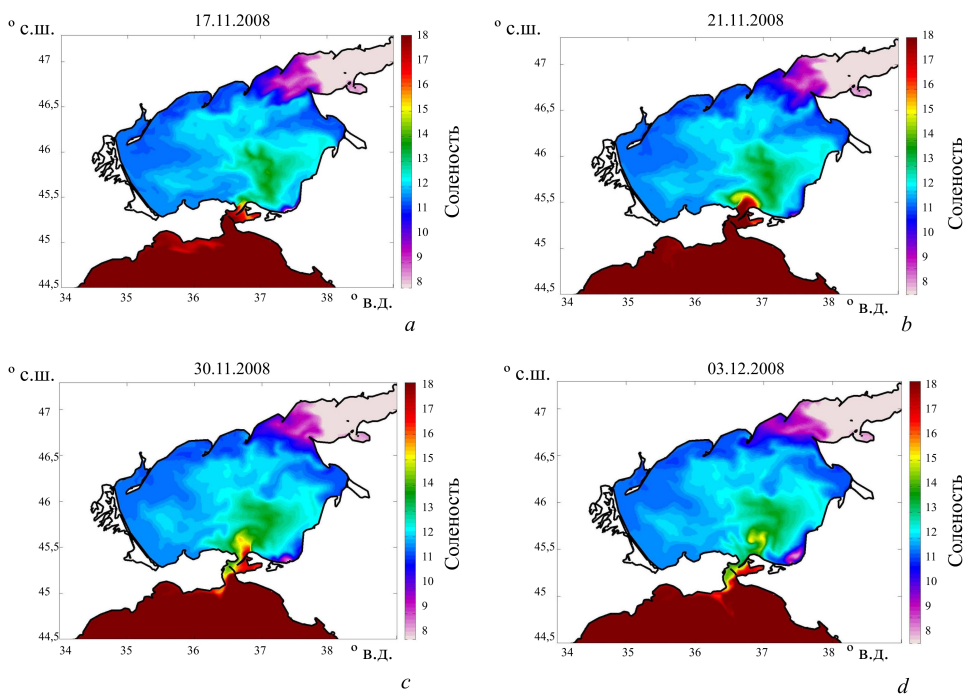
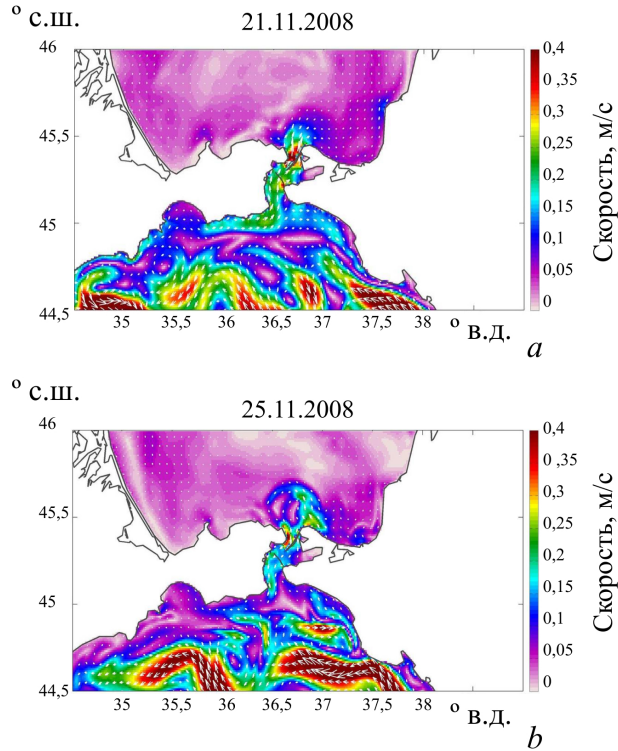


Рис. 10. Распространение черноморских вод в южной части Азовского моря по данным о полях солености в Азовском море, полученным в результате численного моделирования 17.11.2008 (a); 21.11.2008 (b); 30.11.2008 (c); 03.12.2008 (d)

Fig. 10. The Black Sea water propagation in the southern part of the Sea of Azov based on the data on salinity fields in the Sea of Azov resulted from numerical modeling on 17.11.2008 (a), 21.11.2008 (b), 30.11.2008 (c), and 03.12.2008 (d)

В дальнейшем с 22.11.2008 воды со значениями солености более 16 проникают в Азовское море на расстояние 20–30 км от пролива и далее двигаются на северо-восток. После значительного понижения скорости ветра (менее 7 м/с) и смены направления интенсивное продвижение черноморских вод через пролив прекращается 29.11.2008 г. Однако язык солоноватых вод со значениями солености 14, образующихся в процессе перемешивания, может наблюдаться еще продолжительное время (рис. 10, c, d). В основном в холодный период года они двигаются в циклоническом направлении, достигая широт 46–46,5° с. ш. Из-за значительного перепада плотности поток соленых вод становится неустойчивым и на его периферии можно наблюдать развитие мелких вихрей (диаметром 10–20 км). Наиболее часто отчетливый циклонический вихрь наблюдается у северной части пролива (рис 10, b, d; 11, b). Его образование, по-видимому, связано с бароклинной неустойчивостью, возникающей на границе залива более плотных черноморских вод.



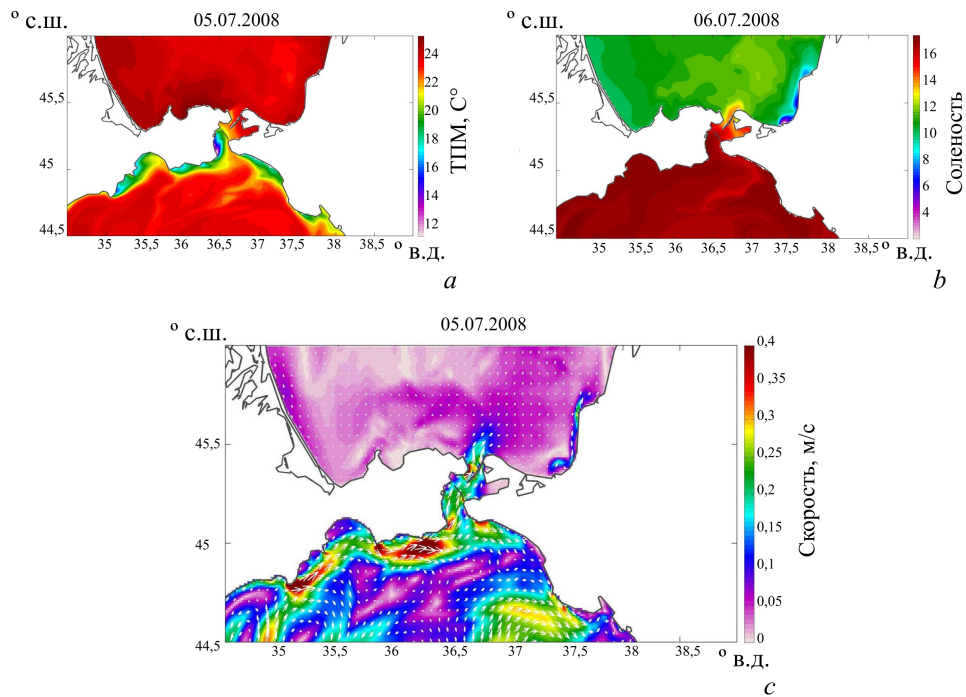
Р и с. 11. Поля скорости течений в Азовском море по результатам расчета модели *NEMO* за 21.11.2008 и 25.11.2008

F i g. 11. Current velocity fields in the Sea of Azov based on the results of the *NEMO* model calculations for 21.11.2008 and 25.11.2008

Анализ показал, что усиление южных и особенно юго-западных ветров часто сопровождается появлением интенсивных восточных течений у входа в пролив и у южной части Керченского и Таманского полуостровов. В летний период хорошо видно, что возникновение таких течений связано с прибрежным апвеллингом, вызванным этими ветрами. На резкой термической границе возникает циклоническое восточное фронтальное течение, которое в проливе направлено на северо-восток. Пример такого случая, выявленного по результатам моделирования в начале июля 2008 г., представлен на рис. 12.

На карте температуры (рис. 12, *a*) отчетливо наблюдается сгон на южном берегу Керченского полуострова, возникший в результате действия юго-западных ветров. Наиболее резкий апвеллинг отмечается в западной части Керченского полуострова, где температура поднятых холодных вод на 10° ниже температуры окружающих вод. На рис. 12, *c* хорошо видны восточные течения со скоростями 20–40 см/с, образовавшиеся на фронте апвеллинга в результате возникновения резких перепадов плотности. На периферии сгона в Керченском проливе возникают северные течения, которые вызывают поступление черноморских вод со значениями солёности более 16 в Азовское море (рис. 12, *b*) с задержкой 1–2 дня. Этот пример показывает, что фронтальные апвеллинговые течения, возникающие при действии западных и юго-западных

ветров, наряду с чисто дрейфовыми течениями, являются одной из важных причин усиления затоков черноморских вод в Азовское море.



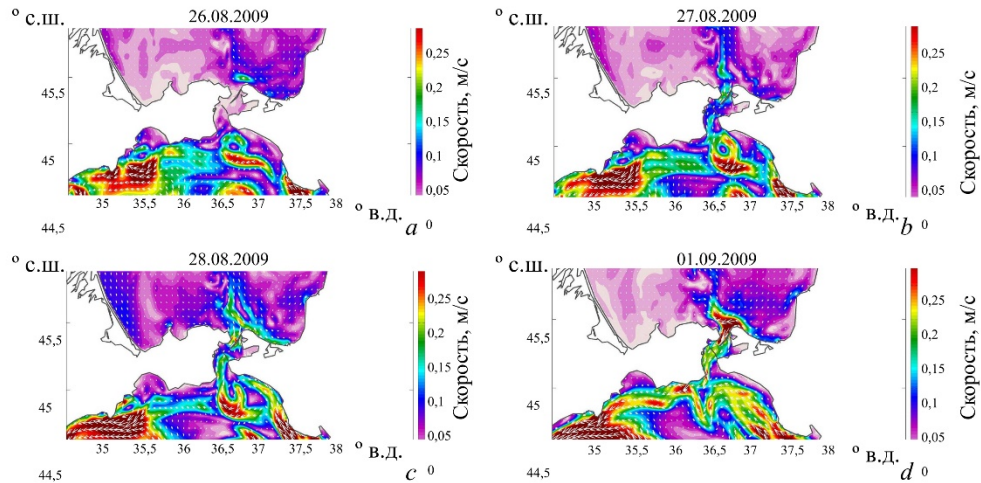
Р и с. 12. Усиление затоков черноморских вод при развитии апвеллинга на Керченском полуострове по данным *NEMO*: *a* – карта ТПМ за 5 июля 2008 г.; *b* – карта солёности за 6 июля 2008 г.; *c* – карта скорости течений за 5 июля 2008 г.

Fig. 12. Intensification of the Black Sea water inflows during the development of upwelling near the Kerch Peninsula coast based on the *NEMO* data: *a* is the SST map for July 5, 2008; *b* is the salinity map for July 6, 2008 and *c* is the current velocity map for July 5, 2008

Кроме этого, по всей видимости, именно эти течения переносят примесь, поступившую ранее из Азовского моря, на восток, что вызывает резкое увеличение мутности у Таманского полуострова, как было показано в работе [8].

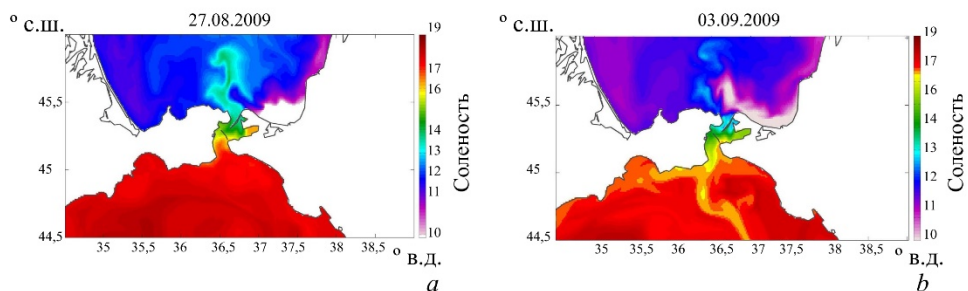
В то же время по результатам моделирования в некоторых случаях (~ 10 %), как и по спутниковым данным, затоки черноморских вод отмечались при северных ветрах. Анализ данных численного моделирования показал, что причиной такого явления, вероятно, выступает воздействие мезомасштабной динамики к югу от пролива. Подобный процесс наблюдался 24.08.2009–30.08.2009, когда на Керченско-Таманском шельфе наблюдалось прохождение интенсивного антициклона с орбитальными скоростями 0,2–0,3 м/с (рис. 13, *a*). Вихрь двигался на запад со скоростью перемещения около 0,05 м/с. В западной части антициклона интенсивные течения были направлены на север. При прохождении периферии этого вихря в Керченском проливе возникло достаточно сильное северное течение со скоростями 0,1–0,2 м/с (рис. 13, *b*). Такое течение наблюдалось в течение трех дней с 27 по 30 августа

2009 г., что, вероятно, привело к значительному проникновению соленых черноморских вод в Азовское море (рис. 14). Более соленые воды Черного моря проникли на 50–60 км в Азовское море (рис. 13, *b, c*; 14, *b*). При этом в представленный период преобладал ветер северо-восточного направления.



Р и с. 13. Карты скорости течений в районе Керченского пролива во время прохождения антициклона на Керченско-Таманском шельфе: *a* – до взаимодействия антициклона с проливом; *b, c* – при взаимодействии с западной периферией; *d* – при прохождении восточной периферии антициклона

F i g. 13. Current velocity maps in the Kerch Strait region during passing of the anticyclone on the Kerch-Taman shelf: *a* – before the anticyclone – strait interaction; *b, c* – during interaction with the western periphery and *d* – when passing of the eastern periphery of an anticyclone



Р и с. 14. Поля солености 27 августа 2009 г., во время усиления северных течений при взаимодействии с западной периферией антициклона (*a*), 3 сентября 2009 г., после усиления южных течений и захвата пресных азовоморских вод антициклоном (*b*)

F i g. 14. Salinity fields on August 27, 2009 during intensification of the northern currents at interaction with the anticyclone western periphery (*a*) and on September 3, 2009, after the southern currents intensified and the Azov Sea fresh waters were trapped by the anticyclone (*b*)

Как и в предыдущем случае, после затока плотные воды становились неустойчивыми, в результате чего происходило образование циклонической вих-

ревой структуры на границе области соленых вод. В дальнейшем антициклонический вихрь, вызвавший это возмущение, сместился на запад и течение сменило направление на противоположное (см. рис. 13, *d*). В этот период происходит усиленное поступление опресненных азовоморских вод в Керченский пролив. Этот пример демонстрирует значимое влияние мезомасштабной циркуляции на пульсации водообмена между Азовским и Черным морями.

Карты осредненной солености за 2008–2009 гг. (рис. 15, *a*) и ее дисперсии (рис. 15, *b*) наглядно показывают основные особенности распространения соленых черноморских вод. На рис. 15, *a* можно наблюдать язык соленых вод, который движется на северо-восток от устья пролива, оказывая значимое влияние, по крайней мере, на всю восточную часть Азовского моря. Наиболее выражен язык в юго-восточной области бассейна с координатами $45,2^{\circ}$ – 46° с. ш., $36,5^{\circ}$ – $37,5^{\circ}$ в. д. Затоки черноморских вод вызывают значительное увеличение дисперсии солености (рис. 15, *b*), которая имеет максимум в северо-восточной и юго-восточной частях моря. В первой области такая дисперсия во многом связана с динамикой распространения опресненных вод р. Дона в мелком Таганрогском заливе. В юго-восточной части Азовского моря находится значительно менее обширная область высоких значений среднеквадратичного отклонения солености, связанная с выносом вод р. Кубани. К северу и востоку от пролива наблюдается еще одна зона высокой изменчивости, которая вызвана периодическими затоками черноморских вод. Отметим, что у этой области существует симметричная часть в Черном море к югу от Керченского полуострова. Она связана с периодическими интенсивными поступлениями азовских вод в Черное море, которые впоследствии в основном распространяются на запад, часто до Феодосийского залива [8].

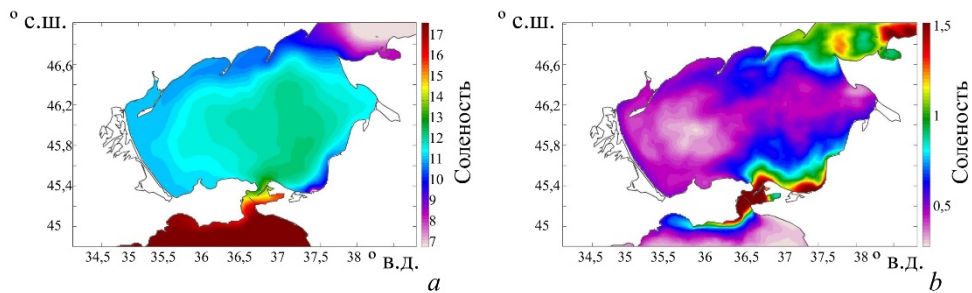


Рис. 15. Осредненные за 2008–2009 гг. соленость (*a*) и среднеквадратичное отклонение солености (*b*)

Fig. 15. Averaged for 2008–2009 salinity (*a*) and standard deviation of salinity (*b*)

3.3. Сезонная и межгодовая изменчивость затоков черноморских вод

Анализ результатов модельных расчетов также подтверждает выраженную сезонность распространения черноморских вод в акватории Азовского моря. Временная изменчивость осредненных по глубине солености и меридиональной скорости течений, а также однонаправленного потока соли в верхнем слое через сечение Керченского пролива вдоль линии широты $45,4^{\circ}$ с. ш. от $36,65^{\circ}$ до $36,8^{\circ}$ в. д. по результатам моделирования представлена на рис. 16.

Однонаправленный поток соли F рассчитывался только для случаев $V_y > 0$, т. е. когда скорость течений (V_y) была направлена на север по формуле

$$F = \int_0^z \int_{x_1}^{x_2} (S - \langle S \rangle) \cdot v dz dx.$$

Здесь S – соленость; v – меридиональная скорость течений; $\langle S \rangle = 13,5$ – средняя соленость на разрезе; x_1 и x_2 – границы разреза.

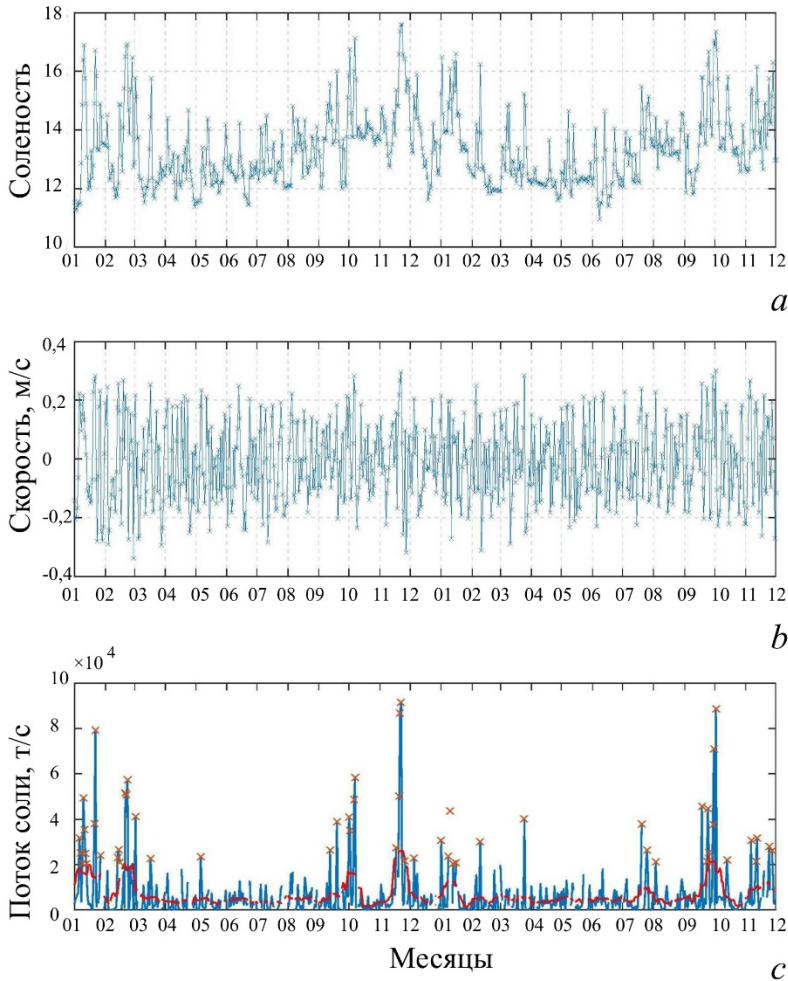
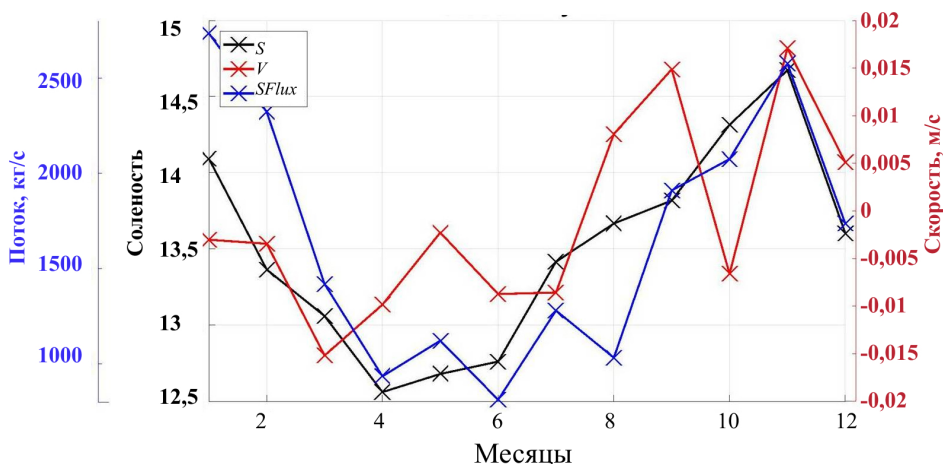


Рис. 16. Временная изменчивость средней по глубине солености (а), меридиональной скорости течений (б), потока соли (с) на разрезе по линии широты 45,4°. Красные крестики демонстрируют выделенные случаи затоков; красная кривая – сглаженная изменчивость

Fig. 16. Temporal variability of the depth-average salinity (a), meridional current velocities (b) and salt flux (c) on the section along 45.4° N. Red crosses show the selected cases of inflows; red curve is smoothed variability

Скорость вод в Керченском проливе характеризуется выраженной высокочастотной изменчивостью, связанной с колебаниями скорости ветра (рис. 16, *b*). При осреднении по глубине (рис. 17) проявляется сезонный ход с относительно малыми амплитудами: наибольшие положительные значения (0,02 м/с) отмечаются в осенний период (сентябрь и ноябрь), отрицательные – в весенне-летний (–0,02 м/с).



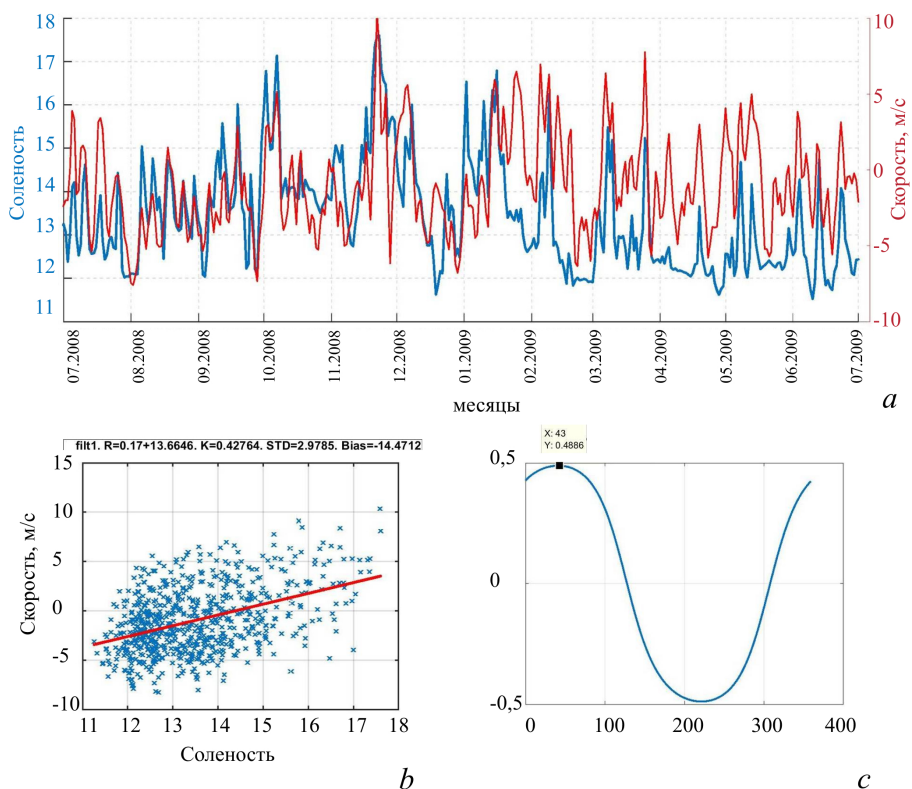
Р и с. 17. Сезонный ход средней по глубине солености (S), меридиональной скорости течений (V_y) и потока соли вдоль линии широты $45,4^\circ$ с. ш.

F i g. 17. Seasonal variations of the depth-average salinity (S), meridional current velocities (V_y) and salt flux along 45.4° N

Сходные, но более выраженные особенности сезонного хода наблюдаются в поле солености (рис. 17). В зимний период соленость в проливе увеличивается в среднем от 13 до 14,5. Такой рост солености связан со снижением речного стока и увеличением испарения. Кроме этого, интенсификация вертикального перемешивания из-за зимней конвекции, начиная с осенних штормов, приводит к вовлечению глубинных вод в верхние слои Черного моря, способствуя значительному увеличению солености. На эти изменения накладываются пульсации солености, связанные с затоками черноморских вод, которые гораздо более выражены в зимний период года, когда средняя соленость на разрезе может достигать значений 16–17 (рис. 16, *b*).

Кроме того, такие особенности изменчивости связаны с усилением штормовых ветров южного направления в этот период года [22]. Корреляция между среднесуточными значениями меридиональной скорости ветра (W_y) и соленостью составляет $\sim 0,45$ (рис. 18, *a, b*). Зависимость этой корреляции от ветров различных направлений показана на рис. 18, *c*. Наибольшее значение корреляции наблюдается при повороте вектора скорости на 43° (по часовой стрелке), если отсчитывать от северного направления, т. е. связано с действием юго-западных ветров. Как показано в предыдущем разделе, такая зависимость связана с влиянием ветра на возникновение сгонов в Керченском проливе,

способствующих северному переносу соленых вод под действием интенсивных фронтальных апвеллинговых течений.



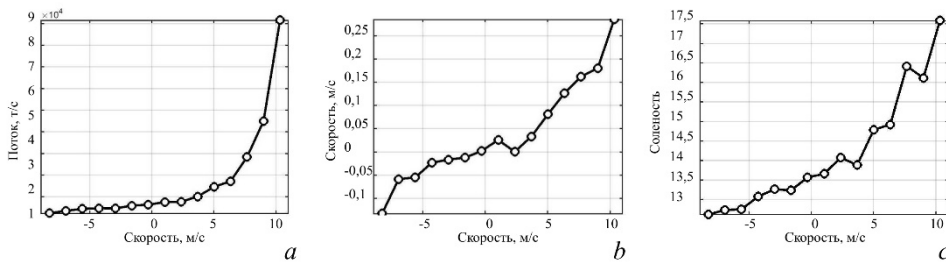
Р и с. 18. Временная изменчивость солености и меридиональной скорости ветра на разрезе вдоль линии широты 45.4° с. ш. (а); диаграмма рассеяния между соленостью и меридиональной компонентой скорости ветра для ветров различных направлений и скоростью ветра (b); изменчивость коэффициента корреляции между соленостью и скоростью ветра для ветров различных направлений (с)

Fig. 18. Temporal variability of salinity and meridional wind speed on the section along 45.4° N (a); scatterplot between salinity and meridional component of wind speed (b), and variability of the correlation coefficient between salinity and wind speed for the winds of different directions (c)

Средняя зависимость V_y от W_y имеет линейный характер (рис. 19, а), в то время как зависимость S от W_y – квадратичный (рис. 19, б). Резкий рост солености при усилении ветра связан как минимум с тремя процессами: горизонтальной адвекцией соленых черноморских вод под действием ветра, интенсификацией турбулентного перемешивания под действием ветра, усилением вертикальной адвекции под действием сгонных ветров. Последние два процесса вызывают поступление глубинных вод в верхние слои и увеличивают соленость затекающих черноморских вод.

Поскольку поток соли есть произведение скорости на соленость, то его зависимость от скорости ветра является степенной функцией и поток резко растет во время самых сильных ветров (рис. 19, с). Усиление северных течений и рост солености верхнего слоя приводят к интенсификации потоков соли

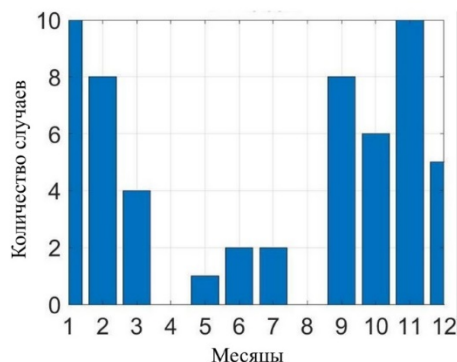
в зимний период (рис. 19, *a*). В это время величина потока в отдельные дни может достигать 60–80 т/с. Такие затоки наблюдаются более продолжительное время.



Р и с. 19. Средняя зависимость потока соли (*a*) из Азовского в Черное море, скорости (*b*), солености (*c*) от меридиональной скорости ветра

F i g. 19. Average dependence of the salt flux (*a*) from the Azov Sea to the Black Sea, velocity (*b*) and salinity (*c*) upon the meridional wind speed

Для оценки сезонной изменчивости количества заток было рассчитано число дней в году, в которых F превышал 20 т/с. Такие события отмечены красными крестиками на рис. 16, *c*. Сезонный ход количества дней в месяце, в которые наблюдался заток, представлен на рис. 20. Как и по спутниковым данным, наблюдается сезонный ход этих событий с максимумом в зимний период и минимумом в летний. Наибольшее их количество в целом отмечается с сентября по февраль, а наименьшее – с апреля по август. Максимальное количество дней с затоками – 10, т. е. треть всего месяца, – соответствует январю и ноябрю, а в апреле и в августе в 2008–2009 гг. затоки не зафиксированы. В ноябре и январе среднемесячные оценки потока соли через пролив составляют 3 т/с. Отметим, что в данной части работы анализ проводился на основании достаточно короткого двухлетнего периода расчета и полученные оценки сезонного хода могут иметь особенности в другие годы.



Р и с. 20. Среднее количество дней в месяце, в которые наблюдался заток черноморских вод в Азовское море согласно данным расчетов модели *NEMO* за 2008–2009 гг.

F i g. 20. Average number of days in the months during which the Black Sea water inflows to the Sea of Azov were observed (based on the *NEMO* model calculations for 2008–2009)

Заключение

В настоящей работе впервые на основе долговременных спутниковых данных и результатов численного моделирования исследована пространственно-временная изменчивость черноморских затоков вод в Азовское море.

Затоки черноморских вод хорошо выделяются по полю спутниковой яркости (на длине волны 551 нм), характеризующей наличие рассеивающей взвеси, так как черноморские воды в основном значительно прозрачнее азовских, за исключением событий интенсивного цветения кокколитофорид. Вместе с тем при анализе необходимо отбрасывать ситуации, связанные с неоднородностью волнового воздействия на взмучивание придонной взвеси при действии северо-восточных ветров. Дополнительную информацию о затоках дают данные о ТПМ и концентрации хлорофилла *a*.

По ежесуточным спутниковым данным за 2003–2020 гг., исключая дни с облачным покровом, ежегодно выявляется 3–5 явных случаев распространения черноморских вод в Азовском море. При этом продолжительность проявления черноморских затоков по спутниковым данным в среднем составляет 1–3 сут. По данным о солёности за 2008–2009 гг., полученным на основе результатов численного моделирования, количество таких событий предположительно составляет около 20 в год, а продолжительность может достигать 5–7 дней. Такие различия между результатами, вероятно, связаны с недостатками спутниковых данных: влиянием облачности, спецификой изменчивости оптических характеристик вод.

По спутниковым данным за 2003–2020 гг., черноморские воды после транспорта через Керченский пролив наблюдаются в основном в южной, юго-восточной и восточной частях Азовского моря. При этом площадь их проявления может достигать более 2000 км². Согласно данным численного моделирования за 2008–2009 гг., солёные черноморские воды в Азовском море двигаются на восток, а затем на север в циклоническом направлении и достигают северной части Азовского моря, что связано с преобладающей циклонической циркуляцией бассейна. При этом на фронте затекающих солёных вод, вероятно, образуются вихревые структуры. Особенно интенсивные вихри циклонического знака могут формироваться к северу от Керченского пролива. Черноморские воды оказывают важное влияние на средние характеристики поля солёности Азовского моря, значимое в его центральной и восточной частях. Поступление этих вод является одной из важных причин максимальной изменчивости солёности в юго-восточной части Азовского моря.

Спутниковые данные и результаты моделирования показывают, что наиболее интенсивное поступление черноморских вод в Азовское море может наблюдаться в осенне-зимний период. Наиболее часто по спутниковым измерениям черноморские затоки выявлялись в холодное время года. Максимальное количество затоков наблюдалось в ноябре (11 случаев) и марте (10 случаев). Меньше всего черноморские затоки возникали с июня по октябрь (до 4 случаев за весь исследовательский период). Аналогичные результаты получены по данным численных расчетов за 2008–2009 гг.: в зимний период интенсивные затоки солёных вод в Азовское море (с потоком более 20 т/с) должны возникать в трети дней месяца, в летний же период их количество близко

к нулю. По данным расчетов, зимой возможно увеличение потока соли в Азовское море, который в ноябре и январе достигает в среднем 3 т/с, а в отдельные дни составляет до 60 т/с. Такой рост потоков соли, вероятно, во многом связан с увеличением солёности поступающих вод верхнего слоя Черного моря из-за зимнего перемешивания, вызывающего вовлечение глубинных солёных вод в верхние слои.

Анализ гидрометеорологических условий в исследуемом районе показал, что преобладающее влияние на возникновение затоков черноморских вод оказывает интенсивное действие ветра южных направлений, особенно юго-западного. Согласно модельным расчетам, зависимость потоков соли от скорости ветра имеет кубический характер. Такие ветры должны вызывать возникновение интенсивных северных течений в проливе, скорости которых составляют 15–25 см/с при штормах со скоростью ветра 7–10 м/с. А рост скорости ветра должен вызывать увеличение солёности, связанное с интенсификацией вертикального перемешивания и вовлечением глубинных вод в верхние слои Черного моря, что дополнительно способствует усилению потоков соли.

В тёплый период года важное влияние на усиление затоков оказывают фронтальные течения на границе прибрежных апвеллингов у Керченского полуострова, возникающие при действии юго-западных и западных ветров. Резкие градиенты температуры вызывают развитие восточных и северо-восточных течений, которые усиливают затоки черноморских вод.

В ряде случаев спутниковые и модельные данные позволяют предполагать вероятность поступления черноморских вод в неблагоприятных ветровых условиях, например при северных ветрах. Анализ данных численного моделирования показал, что причиной такого явления, вероятно, выступает прохождение синоптических антициклонов к югу от пролива. Эти антициклоны вызывают образование северных течений на своей западной периферии и могут способствовать переносу черноморских вод в Азовское море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1 : Азовское море. Севастополь, 2009. 400 с.
2. *Фомин В. В., Лазоренко Д. И., Фомина И. Н.* Численное моделирование водообмена через Керченский пролив для различных типов атмосферных воздействий // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 4. С. 82–93. doi:10.22449/0233-7584-2017-4-82-93
3. *Ломакин П. Д., Боровская Р. В.* Возможность контроля системы течений в Керченском проливе на базе спутниковой информации // Системы контроля окружающей среды. Севастополь, 2005. Вып. 8. С. 255–257.
4. *Спиридонова Е. О., Панов Б. Н.* Изменения структурных показателей и среднего значения поля солёности вод Азовского моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 305–317. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-305-317
5. *Панов Б. Н., Спиридонова Е. О.* Особенности изменений статистических характеристик горизонтальной структуры поля солёности вод Азовского моря // Водные биоресурсы и среда обитания. 2020. Т. 3, № 3. С. 17–24. EDN ZXDLTA. doi:10.47921/2619-1024_2020_3_3_17
6. *Бердников С. В., Дашкевич Л. В., Кулыгин В. В.* Климатические условия и гидрологический режим Азовского моря в XX – начале XXI вв. // Водные биоресурсы и среда обитания. 2019. Т. 2, № 2. С. 7–19. EDN WHVLZP. doi:10.47921/2619-1024_2019_2_2_7

7. Матишов Г. Г., Григоренко К. С., Московец А. Ю. Механизмы осолонения Таганрогского залива в условиях экстремально низкого стока Дона // Наука Юга России. 2017. Т. 13, № 1. С. 35–43. doi:10.23885/2500-0640-2017-13-1-35-43
8. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / А. А. Алескерова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 53–64. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-53-64
9. Особенности цветения цианобактерий в центральной части Азовского моря по спутниковым данным / Н. В. Василенко [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 5. С. 166–180. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-5-166-180
10. Комплексный спутниковый мониторинг морей России / О. Ю. Лаврова [и др.]. Москва : ИКИ РАН, 2011. 480 с.
11. Мизюк А. И., Коротаев Г. К. Черноморские внутритропикноклинные линзы по результатам численного моделирования циркуляции бассейна // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56, № 1. С. 112–122. EDN MHXSSO. doi:10.31857/S0002351520010101
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. Исследование водообмена в Керченском проливе по историческим данным и данным контактных измерений 2019 г. / И. Б. Завьялов [и др.] // Океанология. 2021. Т. 61, № 3. С. 377–386. EDN MJWWCC. doi:10.31857/S0030157421030199
14. Матишов Г. Г., Григоренко К. С. Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. С. 107–112. EDN IOCNCJ. doi:10.31857/S268673972005014X
15. Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Численный анализ влияния скорости и направления продолжительно действующего ветра на циркуляцию вод Азовского моря с учетом и без учета водообмена через Керченский пролив // Океанология. 2018. Т. 58, № 1. С. 23–33. EDN YPKSAA. doi:10.7868/S0030157418010033
16. Еремеев В. Н., Иванов В. А., Ильин Ю. П. Океанографические условия и экологические проблемы Керченского пролива // Морской экологический журнал. 2003. Т. II, № 3. С. 27–40. EDN UBNGXV.
17. Иванов В. А., Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Учет влияния водообмена через Керченский пролив на сгонно-нагонные процессы и течения в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 4. С. 3–14. EDN TOERTL.
18. Особенности водообмена через Керченский пролив по данным натурных наблюдений / Н. Н. Дьяков [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. № 1. С. 63–68. EDN VUYZNV.
19. Щербак С. С., Лаврова О. Ю., Митягина М. И. Возможности спутникового дистанционного зондирования для изучения влияния атмосферных процессов на формирование течений в Керченском проливе // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Т. 4, № 4. С. 376–383. EDN NDPTIV.
20. Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait / I. Zaviyalov [et al.] // Ocean Science. 2020. Vol. 16, iss. 1. P. 15–30. <https://doi.org/10.5194/os-16-15-2020>
21. NEMO ocean engine / G. Madec [et al.]. France : IPSL, 2016. 412 p. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace ; No. 27). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3248739>

22. Propagation of the Azov Sea waters in the Black sea under impact of variable winds, geostrophic currents and exchange in the Kerch Strait / A. A. Kubryakov [et al.] // Progress in Oceanography. 2019. Vol. 176. 102119. <https://doi.org/10.1016/j.poccean.2019.05.011>
23. Кубряков А. А., Шокуров М. В., Станичный С. В. Характеристики облачности над Черноморским регионом в 1985–2009 гг. по спутниковым данным // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 41–49. EDN WTHXNZ.

Об авторах:

Василенко Надежда Вадимовна, старший инженер-исследователь, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 4710-2532**, **AuthorID: 1114885**, **Scopus Author ID: 57358387000**, nadinkot.nk@gmail.com

Алескерова Анна Адилловна, научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 5796-2254**, **AuthorID: 1020460**, **Scopus Author ID: 57021552600**, annete08@mail.ru

Кубряков Арсений Александрович, ведущий научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 4371-8879**, **AuthorID: 722633**, **Scopus Author ID: 37072750100**, arskubr@yandex.ru

Мизюк Артем Игоревич, старший научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 8285-8260**, **AuthorID: 854379**, **Scopus Author ID: 36446217200**, artem.mizyuk@mhi-ras.ru

Станичный Сергей Владимирович, старший научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 8146-9454**, **AuthorID: 442139**, **Scopus Author ID: 6602344280**, sstanichny@mail.ru