ISSN 0233-7584

Том 40, № 2 Март – Апрель 2024

Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф

ISSN 0233-7584

Том 40, № 2. 2024
Март – Апрель
Сквозной номер выпуска – 236
Основан в январе 1985 года
Выходит 6 раз в год

Vol. 40, no. 2. 2024
March – April
Continuous issue – 236
Founded in January 1985
Publication frequency:
6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from
Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал
УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»

Scientific and theoretical journal
FOUNDER AND PUBLISHER:
Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Centre "Marine Hydrophysical Institute of RAS"

Журнал включен в «**Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук**» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (географические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки)
Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)
Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны
Журнал включен в **Russian Science Citation Index (RSCI)** (1-й квартиль)
Журнал включен в «Белый список» Протоколом заседания Межведомственной рабочей группы по формированию и актуализации «Белого списка» научных журналов (Протокол ДА/3855-пр от 20.10.2022 г., Приложение 1)
Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus**
Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)
Журнал размещен в каталоге научной периодики РИНЦ на платформе научной электронной библиотеки eLibrary.ru, Киберленинка
Является членом Crossref
Плата за публикацию статей не взимается
Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru **Сайт журнала: мгфж.рф**

Адрес учредителя, издателя и редакции:
299011, Россия, г. Севастополь,
ул. Капитанская, д. 2
Телефон, факс: +7 (8692) 54-02-23

Founder, Publisher and Editorial Office address:
2, Kapitanskaya St., Sevastopol, 299011
Russia
Phone, fax: + 7 (8692) 54-02-23

СОДЕРЖАНИЕ

Том 40, № 2. 2024 **март – апрель, 2024**

ТЕРМОГИДРОДИНАМИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Демышев С. Г. Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости 165

Слепышев А. А., Анкудинов Н. О. Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на сдвиговом течении 180

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Ли М. Е., Шибанов Е. Б. Новый способ определения спектрального поглощения света в море 198

Ростов И. Д., Дмитриева Е. В. Межгодовые изменения солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла 215

Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А. Волновая природа и модуляция годовых колебаний уровня Балтийского моря 231

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Капустина М. В., Зимин А. В. Влияние апвеллинга на распределение хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в летний период 2000–2019 годов 255

Кременчуцкий Д. А. Временная изменчивость отношения концентраций бериллия-7 в дождевых осадках и в атмосфере в Севастопольском регионе 271

Кондратьев С. И., Масевич А. В. Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2017–2019 годов 284

Зацепин А. Г., Елкин Д. Н. Влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта: лабораторный эксперимент 298

СПУТНИКОВАЯ ГИДРОФИЗИКА

Плотников Е. В., Козлов И. Е., Жук Е. В., Марченко А. В. Применение спутниковых радиолокационных измерений *Sentinel*-1*A*/*B* для оценки дрейфа морского льда в прикромочной зоне Арктики 312

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

Дулов В. А., Юровская М. В., Фомин В. В., Шокуров М. В., Юровский Ю. Ю., Барабанов В. С., Гармашов А. В. Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года 325

CONTENTS

Vol. 40, no. 2. 2024 **March – April, 2024**

THERMOHYDRODYNAMICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Demyshev S. G. Finite-difference approximation of the potential vorticity equation for a stratified incompressible fluid and an example of its application for modeling the Black Sea circulation. Part I. Finite-difference equation of potential vorticity of ideal fluid 165

Slepyshev A. A., Ankudinov N. O. Generation of vertical fine structure by internal waves on a shear flow 180

ANALYSIS OF OBSERVATIONS AND METHODS OF CALCULATING HYDROPHYSICAL FIELDS IN THE OCEAN

Lee M. E., Shybanov E. B. New method for determining spectral absorption of light in the sea 198

Rostov I. D., Dmitrieva E. V. Interannual salinity changes in the upper 1000-meter layer of extratropical zone in the northwestern Pacific Ocean under conditions of the intensification of global hydrological cycle 215

Zakharchuk E. A., Sukhachev V. N., Tikhonova N. A. Wave nature and modulation of annual fluctuations in the level of the Baltic Sea 231

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

Kapustina M. V., Zimin A. V. Influence of coastal upwelling on chlorophyll *a* distribution in the coastal zone of the southeastern Baltic Sea in summer periods, 2000–2019 255

Kremenchutskii D. A. Temporal variability of the Beryllium-7 (^{7}Be) scavenging ratio in the Sevastopol region 271

Kondratev S. I., Masevich A. V. Vertical distribution of oxygen and hydrogen sulfide in the deep part of the Black Sea based on the 2017–2019 expedition data 284

Zatsepin A. G., Elkin D. N. Underwater ridge impact on the motion of anticyclonic eddies over a sloping bottom as a result of the topographic beta-effect: Laboratory experiment 298

SATELLITE HYDROPHYSICS

Plotnikov E. V., Kozlov I. E., Zhuk E. V., Marchenko A. V. Evaluation of sea ice drift in the Arctic marginal ice zone based on *Sentinel*-1*A*/*B* satellite radar measurements 312

MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS

Dulov V. A., Yurovskaya M. V., Fomin V. V., Shokurov M. V., Yurovsky Yu. Yu., Barabanov V. S., Garmashov A. V. Extreme Black Sea storm in November, 2023 325

Научная статья

УДК 551.465
EDN: BCKKBN

Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря

Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости

С. Г. Демышев

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

Поступила в редакцию 09.06.2023; одобрена после рецензирования 25.07.2023;
принята к публикации 18.01.2023.

Аннотация
Цель. Выведены дискретные уравнения абсолютной и потенциальной завихренности для трехмерной стратифицированой несжимаемой жидкости как точное следствие конечно-разностных уравнений динамики моря в поле потенциальной массовой силы в адиабатическом приближении при условии отсутствия вязкости и диффузии. Проанализированы свойства двумерных проекций уравнения абсолютной завихренности на координатные плоскости и трехмерного уравнения потенциальной завихренности.
Методы и результаты. Для определения дискретных аналогов абсолютной завихренности и потенциальной завихренности вводится дополнительная сетка, на которой выписываются конечно-разностные уравнения для компонент абсолютной завихренности и составляющих потенциальной завихренности. Получены двумерные аналоги трехмерного уравнения вихря в плоскостях (x, y), (y, z) и (x, z), обладающие свойством сохранения вихря, энергии и энстрофии (квадрата завихренности). Из разностной системы трехмерных уравнений динамики моря в адиабатическом приближении при отсутствии вязкости и диффузии выводится дискретное уравнение для потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости.
Выводы. В случае линейного уравнения состояния получены дискретные уравнения абсолютной завихренности и потенциальной завихренности, которые являются точным следствием конечно-разностной постановки. Уравнение потенциальной завихренности имеет дивергентный вид, двумерные аналоги уравнения завихренности на плоскостях (x, y), (y, z), (x, z) обладают двумя квадратичными инвариантами, что обеспечивает сохранение среднего волнового числа.

Ключевые слова: дискретные уравнения, динамика моря, кинетическая энергия, вихрь, потенциальная завихренность, инвариант Эртеля

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда 23-27-00141.

Для цитирования: *Демышев С. Г.* Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 165–179. EDN BCKKBN.

Original article

Finite-Difference Approximation of the Potential Vorticity Equation for a Stratified Incompressible Fluid and an Example of its Application for Modeling the Black Sea Circulation

Part I. Finite-Difference Equation of Potential Vorticity of Ideal Fluid

S. G. Demyshev

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *demyshev@gmail.com*

Abstract
Purpose. The study is purposed at deriving the discrete equations of absolute vorticity and potential vorticity for a three-dimensional stratified incompressible fluid as an exact consequence of the finite-difference equations of sea dynamics in the field of a potential mass force in the adiabatic approximation provided that viscosity and diffusion are absent. The purpose also consists in analyzing both the features of two-dimensional projections of the absolute vorticty equation onto the coordinate planes and the three-dimensional equation of potential vorticity.
Methods and Results. In order to determine the discrete analogues of absolute and potential vorticity, introduced is the additional grid on which the finite-difference equations for the components both of absolute vorticty and potential vorticity are written down. Two-dimensional analogues of the three-dimensional equation of absolute vorticity on the planes (x, y), (y, z) and (x, z) are obtained; they possess the feature of preserving vorticity, energy and enstrophy (square of vorticiy). A discrete equation for potential vorticity of a stratified incompressible fluid is derived from the finite-difference system of three-dimensional equations of sea dynamics in the adiabatic approximation at the absence of viscosity and diffusion.
Conclusions. In the case of a linear equation of state, the discrete equations of absolute vorticity and potential vorticity which are the exact consequence of finite-difference formulation are obtained. The equation of potential vorticity is of a divergent form, and two-dimensional analogues of the absolute vorticity equation on the planes (x, y), (y, z) and (x, z) have two quadratic invariants that provide preservation of the average wave number.

Keywords: discrete equation, dynamics of sea, kinetic energy, vortex, potential vorticity, Ertel invariant

Acknowledgments: The study was carried out with financial support of the Russian Science Foundation grant 23-27-00141.

For citation: Demyshev, S.G., 2024. Finite-Difference Approximation of the Potential Vorticity Equation for a Stratified Incompressible Fluid and an Example of its Application for Modeling the Black Sea Circulation. Part I. Finite-Difference Equation of Potential Vorticity of Ideal Fluid. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 149-160.

Введение

В настоящее время все большее внимание уделяется исследованию вихревых течений в морях и океанах на основе анализа потенциальной завихренности стратифицированной жидкости, началу которого положили работы [1,

2]. Особую роль играет знаменитая теорема Эртеля [2], которая устанавливает связь между смещениями изопикнических поверхностей и потоком завихренности идеальной жидкости. При условии потенциальности массовых сил, несжимаемости жидкости и отсутствия вязкости и диффузии движение воды носит изопикнический характер, при котором частица жидкости, находящаяся на поверхности постоянной плотности, в процессе перемещения остается на ней. Подробное изложение исторической и научной хронологии исследований потенциальной завихренности (*PV*) приведено в работах [3, 4].

Переход к дискретной системе уравнений динамики жидкости ставит вопрос о соответствии полученного разностного решения его непрерывному аналогу и, в том числе, о выполнении закона сохранения *PV* в конечно-разностной задаче. Важность такого подхода заключается в том, что уравнение потенциальной завихренности по Эртелю описывает баланс между нелинейными силами в уравнениях движения и уравнении адвекции плотности. Поэтому небольшие ошибки, связанные с несоответствием дискретного уравнения для потенциальной завихренности исходной конечно-разностной постановке, могут приводить к неверным выводам. Кроме того, вывод уравнения для *PV* в относительно общем виде (без квазистатического приближения) позволяет впоследствии исследовать любой его упрощенный вариант.

Схемы, обеспечивающие выполнение ряда законов сохранения для одномерного уравнения мелкой воды, рассматриваются в работе [5]. Для него получена новая конечно-разностная схема, в которой соблюдаются законы сохранения энергии, массы, центра масс и импульса. Для двумерных уравнений динамики течений исследованы разностные аналоги, которые обладают набором линейных и квадратичных инвариантов. В работе [6] строятся инвариантные схемы дискретизации для одномерных и двумерных уравнений мелкой воды с периодическими граничными условиями. Показано, что для соблюдения инвариантности требуется перераспределение точек сетки, то есть в процессе интегрирования уравнений модели сетка не может оставаться фиксированной. Полученные схемы сохраняют массу и импульс, но не является энергосберегающими.

Работы [1, 2] посвящены развитию нового численного метода пространственно-временного решения для двумерных уравнений Навье – Стокса в приближении несжимаемости. Он заключается в построении разностных схем, удовлетворяющих законам сохранения в интегральной постановке, а не в дифференциальной форме. Поэтому дискретизация уравнений модели осуществляется на основе баланса между потоками энергии, массы на границах дискретных областей для локальных и интегральных переменных [1].

В работе [2] рассматривается усовершенствованный вариант аппроксимации потоков на границе областей, который обеспечивает систематический и строгий вывод условий для моделирования дифференциальных уравнений

---

[1] *Scott J. R., Chang S.-C.* A new flux conserving Newton's method scheme for the two-dimensional, steady Navier-Stokes equations. NASA, 1993. 50 p. (NASA Technical Memorandum ; 106160). URL: https://ntrs.nasa.gov/api/citations/19930019437/downloads/19930019437.pdf (date of access: 29.03.2024).

[2] *Scott J. R.* A new flux-conserving numerical scheme for the steady, incompressible Navier-Stokes equations. NASA, 1994. 49 p. (NASA Technical Memorandum ; 106520). URL: https://ntrs.nasa.gov/api/citations/19940024968/downloads/19940024968.pdf (date of access: 29.03.2024).

при сохранении массы и импульса движения. Для 2- и 3-мерных уравнений Навье – Стокса в приближении несжимаемости исследуется их дискретизация в формулировке сохранения энергии – импульса – углового момента [7]. Показано, что при кососимметричной линеаризации уравнений Навье – Стокса сохраняется энергия, при ньютоновской – импульс и угловой момент. На основе численных расчетов делается вывод, что линеаризация с двумя шагами Ньютона на каждом временно́м шаге обеспечивает сохранение всех трех параметров на больших временны́х интервалах.

В работе [8] получено обобщение схемы Аракавы – Лэмба [9] при дискретизации высокого порядка, но с точностью до аппроксимации по времени. Установлено, что для периодических задач с использованием операторов суммирования по частям высокого порядка выполняются свойства симметрии, законы сохранения энергии и энстрофии.

Существенное продвижение в этом направлении обусловлено результатами работы [10]. В ней получена дискретная конструкция скобок Пуассона и Намбу, которая сохраняет их свойство антисимметричности. В свою очередь, это позволяет строить численные модели течений несжимаемой жидкости в двух и трех измерениях с выполнением основных законов сохранения. Схемы сохраняют энергию и потенциальную завихренность, потенциальную энстрофию [11], что считается особенно важным, поскольку таким образом предотвращается ложный поток энергии в движения с высокими волновыми числами. На основе дискретных по времени аналогов скобок Намбу получена разностная схема, обладающая двумя дискретными квадратичными инвариантами (энергия и потенциальная энстрофия) по времени и пространству. Тем самым показана возможность обобщения схемы Аракавы – Лэмба на дискретную по времени модель без потери инвариантов [12].

Настоящая работа лежит в области указанных исследований и посвящена выводу дискретного уравнения потенциальной завихренности для несжимаемой стратифицированной идеальной жидкости как точного следствия разностных уравнений модели без квазистатического приближения.

Уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости в дифференциальной постановке

Рассмотрим систему дифференциальных уравнений стратифицированной несжимаемой жидкости в поле потенциальных сил при условии адиабатичности и отсутствия диффузии, вязкости и внешних источников. Тогда в приближении Буссинеска в декартовой системе координат движение жидкости в области $\mathbf{\Omega}$ с границей $\partial\Omega$ в форме Громеки – Лэмба описывается следующей системой уравнений:

$$\frac{\partial \vec{\mathrm{U}}}{\partial t} + \vec{\xi} x \vec{\mathrm{U}} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla (P + E) \ + \vec{g} \frac{\rho}{\rho_0}, \tag{1}$$

$$\nabla \vec{\mathrm{U}} = 0\,, \tag{2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathrm{div}(T\vec{\mathrm{U}}) = 0, \tag{3}$$

$$\frac{dS}{dt} + \mathrm{div}(S\vec{\mathrm{U}}) = 0, \tag{4}$$

$$\rho = f\,(T, S). \tag{5}$$

Введены обозначения: $\vec{\mathrm{U}} = (u, v, w)$ – компоненты вектора скорости течения по осям (x, y, z), направленным на восток, север и вертикально вниз соответственно; $\vec{g}$ = (0, 0, g) – ускорение свободного падения ; (T, S, P, ρ) – температура, соленость, давление и плотность морской воды; ρ_0 = 1 г/см^3 (в дальнейшем полагаем давление и плотность нормированными на ρ_0); $\vec{f}$ = = $(0, 0, f^z)$ – параметр Кориолиса, где $f^z = 2\omega \sin\varphi$; ω – угловая скорость вращения Земли; φ – широта. Соотношение (5) – уравнение состояния, которое в настоящей работе предполагается линейным. С точки зрения выполнения законов сохранения в дискретной задаче такое предположение является принципиальным упрощением, о чем будет подробнее сказано в дальнейшем.

В уравнении (1) введены абсолютный вихрь скорости и кинетическая энергия движения:

$$\vec{\xi} = (\xi^x, \xi^y, \xi^z),$$

$$\xi^x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \xi^y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \xi^z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f^z, \tag{6}$$

$$E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2 + w^2}{2}. \tag{7}$$

$$\text{При } z = 0 \;\; w = -\varsigma_t, \text{ при } z = H(x, y) \;\; w = 0. \tag{8}$$

На боковых стенках условия непротекания:

для меридиональных u =0, для зональных участков границы v =0. (9)

Для температуры и солености ставятся условия отсутствие потоков.

Начальные условия:

$$\text{при } t = t_0 \;\; (T, S) = (T^0, S^0),\; u = u^0,\; v = v^0,\; w = w^0. \tag{10}$$

Применим к уравнению (1) операцию rot, тогда для $\vec{\xi}$ получаем

$$\frac{\partial \vec{\xi}}{\partial t} + \nabla \times (\vec{\xi} \times \vec{\mathrm{U}}) = \nabla \times (\vec{g}\rho). \tag{11}$$

Уравнение (11) явным образом описывает трансформацию важной гидродинамической характеристики – абсолютного вихря скорости. Правильная аппроксимация свойств этого уравнения имеет принципиальное значение. Например, в случае равенства нулю правой части этого уравнения (баротропное движение) выполняются условия теоремы Гельмгольца и тем самым в жидкости сохраняются вихревые нити и вихревые трубки [3]. Для выполне-

[3] *Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В.* Теоретическая гидромеханика. 6-е изд., испр. и доп. М. : Физматгиз, 1963. 1 т. 583 с.

ния этих свойств конечно-разностная аппроксимация системы уравнений (1)–(6) в случае постоянной плотности должна приводить к дискретному уравнению абсолютного вихря скорости с нулевой правой частью. В противном случае в разностной задаче возникают особенности вычислительного характера.

В силу определения абсолютного вихря (6) имеем

$$\nabla\vec{\xi} = 0. \tag{12}$$

Тогда уравнение (11) можно переписать в следующем виде:

$$\frac{\partial\vec{\xi}}{\partial t} + \vec{\mathrm{U}}(\nabla\vec{\xi}) - \vec{\xi}\,(\nabla\vec{\mathrm{U}}) = \nabla\times(\,\vec{g}\rho\,). \tag{13}$$

Если рассматривается двумерное движение в плоскостях (x, y), (x, z), (y, z), то для каждой проекции можно указать следующие законы сохранения. В плоскости (x, z), например, уравнения (2) и (13) переписываются в виде

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial\xi^y}{\partial t} + \mathrm{u}\frac{\partial\xi^y}{\partial x} + v\frac{\partial\xi^y}{\partial z} = 0.$$

Тогда выполняются законы сохранения (ψ^y – функция тока):

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_\Omega \xi^y d\Omega = \frac{\partial}{\partial t}\int_\Omega (\xi^y)^2\, d\Omega = \frac{\partial}{\partial t}\int_\Omega (\nabla\psi^y)^2\, d\Omega = 0$$

и свойство антисимметрии:

$$J(\psi^y, \xi^y) = -J(\xi^y, \psi^y).$$

В случае выполнения двух квадратичных законов сохранения можно показать [4] [12], что среднее волновое число не зависит от времени. Указанное свойство означает, что не может быть систематической передачи энергии к движениям с высокими волновыми числами. При невыполнении этого свойства в численной модели может происходить ложный (вычислительный) каскад энергии к минимально разрешаемым на сетке (двухшаговым) волнам. Групповая скорость двухшаговых волн равна нулю, поэтому происходит накапливание энергии на этих масштабах.

Уравнение вихря в виде (13) позволяет получить уравнение потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости.

Из уравнений (3)–(5) следует уравнение адвекции плотности

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \mathrm{div}(\rho\vec{\mathrm{U}}) = 0. \tag{14}$$

В силу равенства (12) выполняется

$$\nabla\left[\vec{\mathrm{U}}(\nabla\vec{\xi})\right] - \nabla\left[\vec{\xi}\,(\nabla\vec{\mathrm{U}})\right] - \nabla\,[\nabla\times(\vec{g}\,\rho\,)] = 0. \tag{15}$$

---

[4] *Дымников В. П.* Вычислительные методы в геофизической гидродинамике. М. : Отдел вычислительной математики АН СССР, 1984. 148 с.

Из уравнения адвекции плотности (14) получим три уравнения для градиентов плотности. Для этого уравнение (14) продифференцируем последовательно по *x*, *y*, *z*. Полученные уравнения умножим на ξ^x, ξ^y, ξ^z, уравнение (13) – на соответствующие производные от ρ. После простых преобразований, учитывая соотношения (14) и (15), получаем уравнение для *PV* [2]

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + (\vec{U}\nabla)\omega = 0, \quad \omega = \vec{\xi}\,\nabla\rho, \tag{16}$$

где ω – потенциальная завихренность стратифицированной несжимаемой жидкости. Из уравнений (2) и (16) следует важный интегральный закон сохранения для трехмерного движения бароклинной жидкости

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_{\Omega} \omega \, d\Omega = 0. \tag{17}$$

Равенство (17) означает, что потенциальная завихренность ω сохраняется в каждой частице при ее движении. Напомним, что уравнение (16) характеризует основное свойство стратифицированной несжимаемой жидкости при выполнении следующих условий: потенциальности массовой силы (сила тяжести) и несжимаемости морской воды, отсутствия вязкости и диффузии плотности в уравнениях движения [4]. Полученный Г. Эртелем результат обладает двумя замечательными свойствами. Если вместо плотности мы рассмотрим любой лагранжевый инвариант (например, ϑ), то $\omega = \vec{\xi}\,\nabla\vartheta$ также будет инвариантом [4]. Второе свойство заключается в том, что для несжимаемой жидкости в силу вида уравнения (16) инвариантом является любой дифференцируемый по ω оператор Ψ. Умножим (16) на $\frac{d\Psi}{d\varpi} = \Psi'$. Тогда получим

$$\frac{d\Psi(\varpi)}{dt} = 0, \; \frac{\partial}{\partial t}\int_{\Omega} \Psi(\omega)\, d\Omega = 0, \quad \int_{\Omega} \Psi(\omega)\, d\Omega = \text{const}.$$

Дискретное уравнение абсолютного вихря скорости движения и законы сохранения

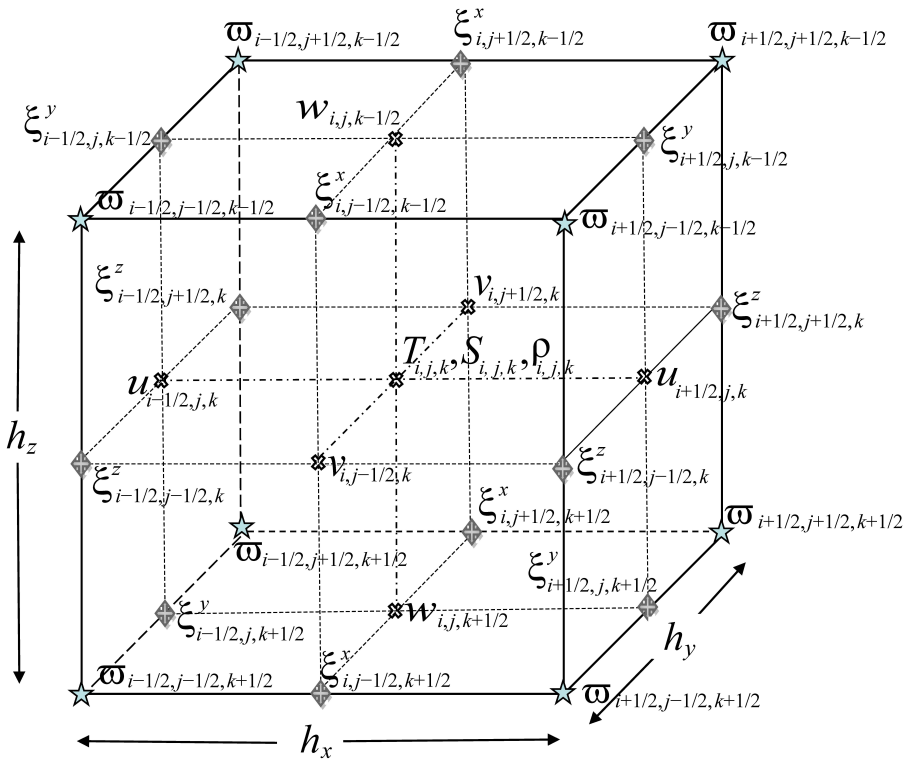
Аппроксимируем бассейн с неровным дном боксами, центрам которых соответствуют целочисленные значения индексов *i, j, k* ($i = i_1,...,i_N$, $j = j_1,..., j_M$, k = 1, …, $K_{i,j}$), граням – i+1/2, j+1/2, k+1/2. Горизонтальные размеры боксов (h_x, h_y) постоянные, по вертикали используется неравномерная аппроксимация ($h_z^k = z_{k+1/2} - z_{k-1/2}$, $\quad h_z^{k+1/2} = z_{k+1} - z_k$) [13, 14].

Разностные операторы имеют вид (для *j, k* – аналогично)

$$\bar{\phi}^{x}_{i,j,k} = \frac{\phi_{i+1/2,j,k} + \phi_{i-1/2,j,k}}{2}, \; \delta_x\phi_{i,j,k} = \frac{\phi_{i+1/2,j,k} - \phi_{i-1/2,j,k}}{h_x}, \; \nabla^2_{x,y}\phi_{i,j,k} = \delta_x^2\phi_{i,j,k} + \delta_y^2\phi_{i,j,k}, \tag{18}$$

$$\{\phi\}^{\Omega_k} = \frac{1}{\Omega_k}\sum_{i,j}\phi_{i,j,k}h_x h_y, \quad \{\phi\}^{V} = \frac{1}{V}\sum_{i,j}\sum_{k=1}^{K_{i,j}}\phi_{i,j,k}h_z^k h_x h_y, \quad V = \sum_{i,j}\sum_{k=1}^{K_{i,j}} h_z^k h_x h_y.$$

На горизонтах z_k рассчитываются температура, соленость и горизонтальные компоненты скорости, на горизонтах $z_{k+1/2}$ – вертикальная скорость. Распределение переменных указано на рис. 1.



Р и с. 1. Распределение переменных в боксе (i, j, k). В вершинах бокса, обозначенных звездочкой, определена PV (ω), на его ребрах – компоненты абсолютной завихренности скорости $\xi^x_{i,j+1/2,k}, \xi^y_{i+1/2,j,k+1/2}, \xi^z_{i+1/2,j+1/2,k}$

F i g. 1. Distribution of variables in box (i, j, k). At the box vertices indicated by an asterisk, PV (ω) is determined, and at its edges – the components of absolute vorticity $\xi^x_{i,j+1/2,k}, \xi^y_{i+1/2,j,k+1/2}, \xi^z_{i+1/2,j+1/2,k}$

С учетом обозначений (6), (7) и (18) выпишем дифференциально-разностные уравнения модели (1)–(5) (дифференциальные по времени) [9, 14]:

$$\frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} - \left[v, \xi^z\right]_{i+1/2,j,k} + \left[w, \xi^y\right]_{i+1/2,j,k} = -\delta_x(E_{i+1/2,j/k} + P_{i+1/2,j,k}), \qquad (19.1)$$

$$\frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt} + \left[u, \xi^z\right]_{i,j+1/2,k} - \left[w, \xi^x\right]_{i,j+1/2,k} = -\delta_y(E_{i,j+1/2,k} + P_{i,j+1/2,k}), \qquad (19.2)$$

$$\frac{dw_{i,j,k+1/2}}{dt}-\left[u,\xi^y\right]_{i,j,k+1/2}+\left[v,\xi^x\right]_{i,j,k+1/2}=-\delta_z(E_{i,j,k+1/2}+P_{i,j,k+1/2})+g\rho_{i,j,k+1/2}, \quad (19.3)$$

$$\delta_x u_{i,j,k}+\delta_y v_{i,j,k}+\delta_z w_{i,j,k}=0, \quad (20)$$

$$\frac{dT_{i,j,k}}{dt}+\delta_x(u_{i,j,k}T_{i,j,k})+\delta_y(v_{i,j,k}T_{i,j,k})+\delta_z(w_{i,j,k}T_{i,j,k})=0, \quad (21)$$

$$\frac{dS_{i,j,k}}{dt}+\delta_x(u_{i,j,k}S_{i,j,k})+\delta_y(v_{i,j,k}S_{i,j,k})+\delta_z(w_{i,j,k}S_{i,j,k})=0, \quad (22)$$

$$\rho_{i,j,k}=\alpha T_{i,j,k}+\beta S_{i,j,k}. \quad (23)$$

В соответствии с разностными операторами (18) компоненты вихря скорости (рис. 1) имеют вид

$$\xi^x_{i,j+1/2,k+1/2}=\delta_y(w_{i,j+1/2,k+1/2})-\delta_z(v_{i,j+1/2,k+1/2}),$$

$$\xi^y_{i+1/2,j,k+1/2}=\delta_z(u_{i+1/2,j,k+1/2})-\delta_x(w_{i+1/2,j,k+1/2}), \quad (24)$$

$$\xi^z_{i+1/2,j+1/2,k}=\delta_x(v_{i+1/2,j+1/2,k})-\delta_y(u_{i+1/2,j+1/2,k})+f^z_{j+1/2}.$$

Из аппроксимации (24) следует, что в точках $i+1/2$, $j+1/2$, $k+1/2$ выполняется (аналог (12))

$$\delta_x\xi^x+\delta_y\xi^y+\delta_z\xi^z=0. \quad (25)$$

Полагаем, что слагаемые в квадратных скобках в левой части уравнений (19.1)–(19.3) записываются в виде

$$[v,\xi^z]_{i+1/2,j,k}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{v_{i+1/2,j,k}}^{xy}\,\overline{\xi^z_{i+1/2,j,k}}^{y}+\frac{\overline{v_{i+1,j,k}\xi^z_{i+1/2,j,k}}^{y}+\overline{v_{i,j,k}\xi^z_{i-1/2,j,k}}^{y}}{2}\right\},$$

$$[w,\xi^y]_{i+1/2,j,k}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{w_{i+1/2,j,k}}^{xz}\,\overline{\xi^y_{i+1/2,j,k}}^{z}+\frac{\overline{w_{i+1,j,k}\xi^y_{i+1/2,j,k}}^{z}+\overline{w_{i,j,k}\xi^y_{i-1/2,j,k}}^{z}}{2}\right\},$$

$$[u,\xi^z]_{i,j+1/2,k}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{u_{i,j+1/2,k}}^{xy}\,\overline{\xi^z_{i,j+1/2,k}}^{x}+\frac{\overline{u_{i,j+1,k}\xi^z_{i,j+1/2,k}}^{x}+\overline{u_{i,j,k}\xi^z_{i,j-1/2,k}}^{x}}{2}\right\}, \quad (26)$$

$$[w,\xi^x]_{i,j+1/2,k}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{w_{i,j+1/2,k}}^{yz}\,\overline{\xi^x_{i,j+1/2,k}}^{z}+\frac{\overline{w_{i,j+1,k}\xi^x_{i,j+1/2,k}}^{z}+\overline{w_{i,j,k}\xi^y_{i,j-1/2,k}}^{z}}{2}\right\},$$

$$\left[u,\xi^y\right]_{i,j,k+1/2}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{u_{i,j,k+1.2}}^{xz}\,\overline{\xi^y_{i,j,k+1/2}}^{x}+\frac{\overline{u_{i,j,k+1}\xi^y_{i,j,k+1/2}}^{x}+\overline{u_{i,j,k}\xi^y_{i,j,k-1/2}}^{x}}{2}\right\},$$

$$\left[v,\xi^x\right]_{i,j,k+1/2}=\frac{1}{3}\left\{2\overline{v_{i,j,k+1/2}}^{yz}\,\overline{\xi^x_{i,j,k+1/2}}^{y}+\frac{\overline{v_{i,j,k+1}\xi^x_{i+1/2,j,k}}^{z}+\overline{v_{i,j,k}\xi^x_{i-1/2,j,k}}^{z}}{2}\right\}.$$

Конечно-разностное представление (26) обеспечивает в случае двумерного бездивергентного движения в плоскостях (x, y), (x, z), (y, z) выполнение двух квадратичных законов сохранения: кинетической энергии и энстрофии (квадрата вихря) – и свойства антисимметрии [9, 14].

Учитывая выражение (24) и соотношения (26), выпишем уравнения для компонентов абсолютного вихря скорости – для ξ^x в точке $i,\ j+1/2,\ k+1/2$, для ξ^y в точке $i+1/2,\ j+1/2,\ k$ и для ξ^z в точке $i+1/2,\ j+1/2,\ k$ (аналог уравнения (13)):

$$\frac{d\xi^x}{dt}+\delta_y([v,\xi^x])+\delta_z([w,\xi^x])-\delta_y([u,\xi^y])-\delta_z([u,\xi^z])=\mathrm{g}\delta_y\overline{\rho}^z, \tag{27.1}$$

$$\frac{d\xi^y}{dt}+\delta_x([u,\xi^y])+\delta_z([w,\xi^y])-\delta_x([v,\xi^x])-\delta_z([v,\xi^z])=-\mathrm{g}\delta_x\overline{\rho}^z, \tag{27.2}$$

$$\frac{d\xi^z}{dt}+\delta_x([u,\xi^z])+\delta_y([v,\xi^z])-\delta_x([w,\xi^x])-\delta_y([w,\xi^y])=0. \tag{27.3}$$

Проведем анализ системы уравнений (27.1)–(27.3) с точки зрения выполнения законов сохранения.

Рассмотрим, например, двумерное бездивергентное движение в плоскости (x, z). В этом случае уравнение неразрывности (20) преобразуется к виду

$$\delta_x u_{i,j,k}+\delta_z w_{i,j,k}=0 \tag{28}$$

и позволяет ввести функцию тока:

$$u_{i+1/2,k}=\delta_z\psi^y_{i+1/2,k},\quad w_{i,k+1/2}=\delta_x\psi^y_{i,k+1/2}.$$

Из уравнения неразрывности (28) следует, что

$$\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}=\delta_z^2\psi^Y_{i+1/2,\,k+1/2}+\delta_x^2\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}.$$

Уравнение вихря упрощается и преобразуется [9] к виду

$$\frac{d\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}{dt}+\frac{1}{3}\sum_{s=1}^{3}J_s(\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2},\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2})=0, \tag{29}$$

где

$$J_1=\delta_x(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{x})\delta_y(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{y})-\delta_y(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{y})\delta_x(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{x}),$$

$$J_2=\delta_x\left(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}\ \delta_y(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{y})}^{x}\right)-\delta_y\left(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}\ \delta_x(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{x})}^{y}\right), \tag{30}$$

$$J_3=\delta_y\left(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}\ \delta_x(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{x})}^{x}\right)-\delta_x\left(\overline{\xi^y_{i+1/2,\,k+1/2}\ \delta_y(\overline{\psi^y_{i+1/2,\,k+1/2}}^{y})}^{x}\right).$$

Выражение (30) означает, что уравнение (29) обладает двумя квадратичными инвариантами:

$$\frac{d}{dt}\sum_{i,k}\xi^{y}_{i+1/2,k+1/2}h_x h_z^k = 0, \quad \frac{d}{dt}\sum_{i,k}\left(\frac{(\delta_x\psi^{y}_{i+1/2,k+1/2})^2 + (\delta_z\psi^{y}_{i+1/2,k+1/2})^2}{2}\right)h_x h_z^k = 0,$$
$$\frac{d}{dt}\sum_{i,k}(\xi^{y}_{i+1/2,k+1/2})^2 h_x h_z^k = 0. \tag{31}$$

Аппроксимация нелинейных слагаемых в уравнении (29) обеспечивает свойство антисимметрии:

$$J(\psi^{y}_{i+1/2,\,k+1/2}, \xi^{y}_{i+1/2,\,k+1/2}) = -J(\xi^{y}_{i+1/2,\,k+1/2}, \psi^{y}_{i+1/2,\,k+1/2}). \tag{32}$$

Аналогичная ситуация имеет место и для движения в плоскостях (y, z) и (x, y):

$$\frac{d}{dt}\sum_{j,k}\xi^{x}_{j+1/2,k+1/2}h_y h_z^k = \frac{d}{dt}\sum_{j,k}\left(\frac{(\delta_y\psi^{x}_{j+1/2,k+1/2})^2 + (\delta_z\psi^{x}_{j+1/2,k+1/2})^2}{2}\right)h_y h_z^k =$$
$$= \frac{d}{dt}\sum_{j,k}(\xi^{x}_{j+1/2,k+1/2})^2 h_y h_z^k = 0, \tag{33}$$

$$J(\psi^{x}_{j+1/2,\,k+1/2}, \xi^{x}_{j+1/2,\,k+1/2}) = -J(\xi^{x}_{j+1/2,\,k+1/2}, \psi^{x}_{j+1/2,\,k+1/2}),$$

$$\frac{d}{dt}\sum_{i,j}\xi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2}h_x h_y = \frac{d}{dt}\sum_{i,j}\left(\frac{(\delta_x\psi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2})^2 + (\delta_y\psi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2})^2}{2}\right)h_x h_y =$$
$$= \frac{d}{dt}\sum_{i,k}(\xi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2})^2 h_x h_y = 0, \tag{34}$$

$$J(\psi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2}, \xi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2}) = -J(\xi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2}, \psi^{z}_{i+1/2,\,j+1/2}).$$

Наряду со свойством сохранения полной энергии [5] соотношения (31)–(34) обеспечивают в системе уравнений (1)–(5) с краевыми (8)–(9) и начальными (10) условиями наличие двух квадратичных дискретных инвариантов.

Дискретное уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости

Рассмотрим свойства системы (27.1)–(27.3) в случае трехмерного движения. Запишем эту систему в следующем виде:

$$\frac{d\overline{\xi^{x}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{x}}{dt} + \overline{\Upsilon^{x}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{x} = g\delta_y(\overline{\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{xz}), \tag{35.1}$$

$$\frac{d\overline{\xi^{y}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{y}}{dt} + \overline{\Upsilon^{y}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{y} = -g\delta_x(\overline{\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{yz}), \tag{35.2}$$

$$\frac{d\overline{\xi^z_{i+1/2,\ j+1/2,k+1/2}}^{z}}{dt}+\overline{\Upsilon^z_{i+1/2,\ j+1/2,k+1/2}}^{z}=0, \tag{35.3}$$

где

$$\Upsilon^x_{i,j+1/2,k+1/2}=\delta_y([v,\xi^x])_{i,j+1/2,k}+\delta_z([w,\xi^x])_{i,j+1/2,k}-$$
$$-\delta_y([u,\xi^y])_{i,j+1/2,k}-\delta_z([u,\xi^z])_{i,j+1/2,k},$$

$$\Upsilon^y_{i+1/2,j,k+1/2}=\delta_x([u,\xi^y])_{i+1/2,j,k+1/2}+\delta_z([w,\xi^y])_{i+1/2,j,k+1/2}-$$
$$-\delta_x([v,\xi^x])_{i+1/2,j,k+1/2}-\delta_z([v,\xi^z])_{i+1/2,j,k+1/2}, \tag{36}$$

$$\Upsilon^z_{i+1/2,j+1/2,k}=\delta_x([u,\xi^z])_{i+1/2,j+1/2,k}+\delta_y([v,\xi^z])_{i+1/2,j+1/2,k}-$$
$$-\delta_x([w,\xi^x])_{i+1/2,j+1/2,k}-\delta_y([w,\xi^y])_{i+1/2,j+1/2,k}.$$

Нетрудно убедиться, что в соответствии с соотношением (25), уравнениями (27.1)–(27.3) в точке $i + 1/2$, $j + 1/2$, $k + 1/2$ и определением (36) получаем

$$\delta_x(\Upsilon^x_{i+1/2,\ j+1/2,k+1/2})+\delta_y(\Upsilon^y_{i+1/2,\ j+1/2,k+1/2})+\delta_z(\Upsilon^z_{i+1/2,\ j+1/2,k+1/2})=0. \tag{37}$$

Заметим, что равенство (37) выполняется потому, что плотность линейно зависит от температуры и солености. Полагаем, что из уравнений (21)–(23) следует дискретное уравнение для плотности, которое имеет вид

$$\frac{d\rho_{i,j,k}}{dt}+\delta_x(u_{i,j,k}\rho_{i,j,k})+\delta_y(v_{i,j,k}\rho_{i,j,k})+\delta_z(w_{i,j,k}\rho_{i,j,k})=0. \tag{38}$$

Запишем уравнение (38) в точках $(i,\ j+1/2,k+1/2)$, $(i+1/2,\ j,k+1/2)$, $(i+1/2,\ j+1/2,k)$ соответственно:

$$\frac{d\overline{\rho_{i,j+1/2,k+1/2}}^{yz}}{dt}+\delta_x(\overline{u_{i,j+1/2,k+1/2}\rho_{i,j+1/2,k+1/2}}^{yz})+\delta_y(\overline{v_{i,j+1/2,k+1/2}\rho_{i,j+1/2,k+1/2}}^{yz})+$$
$$+\delta_z(\overline{w_{i,j+1/2,k+1/2}\rho_{i,j+1/2,k+1/2}}^{yz})=0, \tag{39.1}$$

$$\frac{d\overline{\rho_{i+1/2,j,k+1/2}}^{xz}}{dt}+\delta_x(\overline{u_{i+1/2,j,k+1/2}\rho_{i+1/2,j,k+1/2}}^{xz})+\delta_y(\overline{v_{i+1/2,j,k+1/2}\rho_{i+1/2,j,k+1/2}}^{xz})+$$
$$+\delta_z(\overline{w_{i+1/2,j,k+1/2}\rho_{i+1/2,j,k+1/2}}^{xz})=0, \tag{39.2}$$

$$\frac{d\overline{\rho_{i+1/2,j+1/2,k}}^{xy}}{dt}+\delta_x(\overline{u_{i+1/2,j+1/2,k}\rho_{i+1/2,j+1/2,k}}^{xy})+\delta_y(\overline{v_{i+1/2,j+1/2,k}\rho_{i+1/2,j+1/2,k}}^{xy})+$$
$$+\delta_z(\overline{w_{i+1/2,j+1/2,k}\rho_{i+1/2,j+1/2,k}}^{xy})=0. \tag{39.3}$$

Продифференцируем в разностном смысле уравнение (39.1) по x, (39.2) по y, (39.3) по z. В результате получаем

$$\frac{d\delta_x(\overline{\rho}^{yz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})}{dt}+\delta_x(R^x_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})=0, \qquad (40.1)$$

$$\frac{d\delta_y(\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})}{dt}+\delta_y(R^y_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})=0, \qquad (40.2)$$

$$\frac{d\delta_z(\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})}{dt}+\delta_z(R^z_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})=0, \qquad (40.3)$$

где обозначения $R^x_{i,\,j+1/2,k+1/2}, R^y_{i+1/2,\,j,k+1/2}, R^z_{i+1/2,\,j+1/2,k}$ очевидны.

Отметим свойства введенных функций в уравнениях (39.1)–(39.3) и (40.1)–(40.3). Они имеют вид

$$\overline{\overline{\rho}^{yz}_{i,\,j+1/2,k+1/2}}^{x}=\overline{\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,\,j,k+1/2}}^{y}=\overline{\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,\,j+1/2,k}}^{z}=\overline{\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{xyz}, \qquad (41)$$

$$\overline{R^x_{i,\,j+1/2,k+1/2}}^{x}=\overline{R^y_{i+1/2,\,j,k+1/2}}^{y}=\overline{R^z_{i+1/2,\,j+1/2,k}}^{z}=\overline{\delta_x(u_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})+}$$
$$\overline{+\delta_y(v_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})+\delta_z(w_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})}^{xyz}.$$

Полагаем, что разностный аналог PV определяется в точке $i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2$ и записывается следующим образом: $\varpi_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}=$

$$=\overline{\xi^x_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{x}\delta_x(\overline{\rho}^{yz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})+\overline{\xi^y_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{y}\delta_y(\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})+$$
$$+\overline{\xi^z_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{z}\delta_z(\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}). \qquad (42)$$

Определение потенциальной завихренности трехмерной стратифицированной жидкости (42) в вершинах бокса обусловлено выполнением дискретного уравнения (25).

Для того чтобы получить разностный аналог теоремы Эртеля (15), умножим уравнения (35.1)–(35.3) на $\delta_x(\overline{\rho}^{yz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})$, $\delta_y(\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})$, $\delta_z(\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2})$, а систему (40.1)–(40.3) на $\overline{\xi^x_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{x}, \overline{\xi^y_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{y}, \overline{\xi^z_{i+1/2,\,j+1/2,k+1/2}}^{z}$ соответственно. В результате в точке $i+1/2, j+1/2, k+1/2$ получим

$$\frac{d\omega}{dt}+\overline{\Upsilon^x}^{x}\delta_x(\overline{\rho}^{yz})+\overline{\Upsilon^y}^{y}\delta_y(\overline{\rho}^{xz})+\overline{\Upsilon^z}^{z}\delta_z(\overline{\rho}^{xy})+\overline{\xi^x}^{x}\delta_x R^x+\overline{\xi^y}^{y}\delta_y R^y+\overline{\xi^z}^{z}\delta_z R^z=0.$$

Так как ξ^x, ξ^y, ξ^z удовлетворяют соотношению (25), $\Upsilon^x, \Upsilon^y, \Upsilon^z$ – (37), учитывая равенства (41), в точке $i+1/2$, $j+1/2$, $k+1/2$ получаем дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности (дифференциальной по времени) стратифицированной несжимаемой жидкости в дивергентом виде

$$\frac{d\omega}{dt}+\delta_x(\Upsilon^x\overline{\rho}^{yz}+\xi^x R^x)+\delta_y(\Upsilon^y\overline{\rho}^{xz}+\xi^y R^y)+\delta_z(\Upsilon^z\overline{\rho}^{xy}+\xi^z R^z)=0. \qquad (43)$$

Заметим, что формально не составляет никаких трудностей получить уравнение (43) с дискретизацией по времени. Вследствие дополнительной индексации разностные уравнения становятся громоздкими и поэтому трудно читаемыми.

Вид нелинейных слагаемых в уравнении (43), строго говоря, не соответствует их дифференциальному аналогу (15). Интеграл по области от $\frac{d\omega}{dt}$ равен нулю при выполнении следующих соотношений на границах:

$$\Upsilon^{x}_{i,j+1/2,k+1/2}=0,\quad R^{x}_{i,j+1/2,k+1/2}=0 \text{ при } \quad i=i_1,\quad i=i_N\,,$$

$$\Upsilon^{y}_{i+1/2,j,k+1/2}=0,\quad R^{y}_{i+1/2,j,k+1/2}=0 \text{ при } \quad j=j_1,\quad j=j_M\,, \tag{44}$$

$$\Upsilon^{z}_{i+1/2,j+1/2,k}=0,\quad R^{z}_{i+1/2,j+1/2,k}=0 \text{ при } \quad k=1/2,\quad k=K_{i,j}+1/2\,,$$

Из соотношений (44) следует, что необходимы дополнительные краевые условия, которые отсутствуют в исходной постановке.

Заключение

Выписан дифференциально-разностный аналог абсолютного вихря скорости для системы уравнений идеальной жидкости без квазистатического приближения. Проекции этого уравнения на двумерные подпространства (x, y), (y, z), (x, z) сохраняют энергию, вихрь, энстрофию и обладают свойством антисимметрии. Для того чтобы получить известную схему Аракавы – Лэмба для уравнений мелкой воды, необходимо выписать отличную от (26) исходную разностную систему уравнений для горизонтальных скоростей.

Оригинальным результатом является полученное дискретное уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости как точное следствие исходной конечно-разностной системы уравнений и имеющее дивергентную форму. При этом плотность удовлетворяла линейному уравнению состояния, аппроксимация которого в этом случае обеспечивает одновременно сохранение полной энергии и дивергентный вид уравнения для *PV*. Если используется нелинейная зависимость плотности от температуры и солености, для сохранения полной энергии необходима специальная аппроксимация плотности на гранях бокса. В этом случае в дискретном уравнении потенциальной завихренности возникает дополнительное слагаемое, которое не имеет аналога в дифференциальной задаче. Еще одна проблема возникает из-за вида адвективных слагаемых в уравнении для *PV*, которые принципиально отличаются от их дифференциальных аналогов. Для того чтобы потенциальная завихренность сохранялась, необходимы дополнительные краевые условия, при которых дискретный аналог *PV* являлся инвариантом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rossby C.-G.* Planetary flow patterns in the atmosphere // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1940. Vol. 66, iss. S1. P. 68–87. https://doi.org/10.1002/j.1477-870X.1940.tb00130.x

2. *Ertel H.* Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz // Meteorologische Zeitschrift. 1942. Vol. 59, no. 9. S. 277–281.

3. *Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W.* On the use and significance of isentropic potential vorticity maps // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1985. Vol. 111, iss. 470. P. 877–946. https://doi.org/10.1002/qj.49711147002

4. *Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 6. С. 721–732. EDN SRKASA. https://doi.org/10.31857/S0002351521050151

5. *Капцов Е. И.* Численная реализация инвариантной схемы для одномерных уравнений мелкой воды в лагранжевых координатах // Препринты ИПМ им. М. В. Келдыша. 2019. № 108. С. 1–28. EDN DHLHXH. https://doi.org/10.20948/prepr-2019-108

6. *Bihlo A., Popovych R. O.* Invariant discretization schemes for the shallow-water equations // SIAM Journal on Scientific Computing. 2012. Vol. 34, no. 6. P. B810–B839. https://doi.org/10.1137/120861187

7. Efficient discretizations for the EMAC formulation of the incompressible Navier–Stokes equations / S. Charnyi [et al.] // Applied Numerical Mathematics. 2019. Vol. 141. P. 220–233. https://doi.org/10.1016/j.apnum.2018.11.013

8. *Sorgentone C., La Cognata C., Nordstrom J.* A new high order energy and enstrophy conserving Arakawa-like Jacobian differential operator // Journal of Computational Physics. 2015. Vol. 301. P. 167–177. https://doi.org/10.1016/j.jcp.2015.08.028

9. *Arakawa A., Lamb V. R.* A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations // Monthly Weather Review. 1981. Vol. 109, iss. 1. P. 18–36. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2

10. *Salmon R.* A general method for conserving quantities related to potential vorticity in numerical models // Nonlinearity. 2005. Vol. 18, no. 5. P. R1–R16. https://doi.org/10.1088/0951-7715/18/5/R01

11. *Sugibuchi Y., Matsuo T., Sato S.* Constructing invariant-preserving numerical schemes based on Poisson and Nambu brackets // JSIAM Letters. 2018. Vol. 10. P. 53–56. https://doi.org/10.14495/jsiaml.10.53

12. *Arakawa A.* Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I // Journal of Computational Physics. 1966. Vol. 1, iss. 1. P. 119–143. https://doi.org/10.1016/0021-9991(66)90015-5

13. *Демышев С. Г.* Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч. I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 65–80. EDN PGCNXF.

14. *Демышев С. Г.* Численные эксперименты по сопоставлению двух конечно-разностных схем для уравнений движения в дискретной модели гидродинамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 47–59. EDN YURAEH.

15. *Демышев С. Г.* Нелинейные инварианты дискретной системы уравнений динамики моря в квазистатическом приближении // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 5. С. 557–583. EDN JWSUUM.

Об авторе:

Демышев Сергей Германович, зав. отделом теории волн, главный научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), доктор физико-математических наук, **Scopus Author ID: 6603919865**, **SPIN-код: 1848-2350**, **IstinaResearcherID (IRID): 17369115**, **ResearcherID: C-1729-2016**, **ORCID ID: 0000-0002-5405-2282**, demyshev@gmail.com

Научная статья

УДК 551.466.8
EDN: HTYLSO

Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на сдвиговом течении

А. А. Слепышев ✉, Н. О. Анкудинов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *slep55@mail.ru*

Поступила в редакцию 05.09.2023; одобрена после рецензирования 25.12.2023;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Исследование волнового механизма генерации тонкой структуры. Определение вертикальных волновых потоков массы – цель настоящей работы.
Методы и результаты. В отличие от применявшегося ранее механизма образования тонкой структуры внутренними волнами за счет обрушений предложен новый подход, основанный на определении вертикальных волновых потоков массы в поле инерционно-гравитационной внутренней волны без обрушений. Рассматриваются инерционно-гравитационные внутренние волны на северо-западном шельфе Черного моря на течении с вертикальным сдвигом скорости. Течение предполагается геострофически сбалансированным, вертикальные сдвиги скорости скомпенсированы горизонтальным градиентом плотности. Используется приближение *f*-плоскости. Таким образом, применима классическая схема описания волнового поля уравнениями гидродинамики при учете нелинейных эффектов. Применяется слабонелинейный подход. В линейном приближении собственная функция и дисперсионное соотношение находятся путем численного решения краевой задачи, определяющей вертикальную структуру моды при наличии среднего течения. При этом частота волны комплексная, так как коэффициенты в дифференциальном уравнении указанной краевой задачи комплексные. В зависимости от периода волны и номера моды возможно как слабое затухание, так и слабое усиление волны. Собственная функция внутренних волн тоже комплексная. Поэтому вертикальные волновые потоки массы и вертикальная составляющая скорости стоксова дрейфа отличны от нуля и приводят к генерации вертикальной тонкой структуры, имеющей необратимый характер.
Выводы. Учет горизонтальной неоднородности поля средней плотности усиливает эффект генерации вертикальной тонкой структуры инерционно-гравитационными внутренними волнами при наличии двумерного сдвигового течения. Вертикальные волновые потоки массы также увеличиваются. Указанные потоки и генерируемая тонкая структура для волн разных частот близки, и эффект усиливается при наличии волн разных частот.

Ключевые слова: внутренние волны, тонкая структура, стоксов дрейф

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

Для цитирования: *Слепышев А. А.*, *Анкудинов Н. О.* Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на сдвиговом течении // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 180–197. EDN HTYLSO.

Original article

Generation of Vertical Fine Structure by Internal Waves on a Shear Flow

A. A. Slepyshev ✉, N. O. Ankudinov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *slep55@mail.ru*

Abstract
Purpose. The work is purposed at studying the wave mechanism of fine structure generation as well as at determining the vertical wave fluxes of mass.
Methods and Results. In contrast to the previously used mechanism of forming a fine structure by internal waves due to breaking, a new approach based on determining the vertical wave fluxes of mass in the field of an inertia-gravity internal wave without breaking is proposed. The inertia-gravity internal waves on the Black Sea northwestern shelf are considered on a current with a vertical velocity shift. The flow is assumed to be geostrophically balanced, with the vertical velocity shifts compensated by a horizontal density gradient. The *f*-plane approximation is used. Thus, the classical scheme for describing a wave field by the hydrodynamic equations is applicable with the regard for the nonlinear effects. A weakly nonlinear approach is used. In the linear approximation, the eigenfunction and the dispersion relation are found by solving numerically the boundary value problem which determines the vertical structure of a mode in the presence of an average flow. In this case, the wave frequency is of a complex character since the coefficients in the differential equation of the specified boundary value problem are complex. Depending on the wave period and the mode number, either weak attenuation of a wave or its weak amplification is possible. The eigenfunction of internal waves is also complex. Therefore, the vertical wave fluxes of mass and the vertical component of the Stokes drift velocity are nonzero and lead to the generation of vertical fine structure which is irreversible.
Conclusions. In the presence of a two-dimensional shear flow, taking into account the horizontal inhomogeneity of the average density field enhances the effect of generation of a vertical fine structure by the inertia-gravity internal waves. The vertical wave fluxes of mass also increase. The indicated fluxes and the generated fine structure for the waves of different frequencies are close, and the effect is enhanced in the presence of the waves of different frequencies.

Keywords: internal waves, fine structure, Stokes drift

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

For citation: Slepyshev, A.A. and Ankudinov, N.O., 2024. Generation of Vertical Fine Structure by Internal Waves on a Shear Flow. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 161-177.

Введение

Тонкая структура в жидкой среде – весьма интересный объект, который изучается как теоретически, так и экспериментально в лабораторных экспериментах. При движении твердых тел в жидкости возникают структуры, которые поддаются детальному экспериментальному изучению и теоретическому анализу [1, 2]. При падении жидкой капли на жидкость появляются не менее интересные структуры [3], которые могут объяснять процессы в приповерхностном слое моря при выпадении осадков.

Тонкая структура гидрофизических полей была открыта почти полвека назад благодаря созданию высокоразрешающей зондирующей аппаратуры. Действительно, до ее открытия никто и не предполагал, что вертикальные профили температуры, солености на малых пространственных масштабах

очень изменчивы. Эта изменчивость, как первоначально предполагалось [1] [4], обусловлена мелкомасштабной турбулентностью – тоже до конца не понятым объектом. Но потом оказалось, что не только турбулентность ответственна за генерацию тонкой структуры, кинематический эффект внутренних волн тоже давал в измерениях тонкую структуру [5, 6]. Но это была не долгоживущая структура, так как после прохождения волнового пакета кинематический эффект исчезал.

Двойная диффузия давала механизм вертикального расслоения профилей температуры и солености океана [2] [7–10]. Если температура и соленость уменьшаются с глубиной, возможно формирование конвективных ячеек в виде солевых пальцев [11–14], которые по градиентам характеристик заметно отличаются от окружающих слоев жидкости, т. е. возникает структура с чередованием тонких стратифицированных прослоек и квазиоднородных слоев. Это и есть тонкая структура. Такие условия весьма типичны для Мирового океана, и примерно 70% его толщи подвержены такому расслоению [2]. Двойная диффузия работает, когда температура и соленость растут с глубиной [15, 16]. Наличие геотермальных источников тепла у дна способствует этому процессу. Двойная диффузия может приводить к формированию ступенчатых структур, которые неоднократно наблюдались в натурных экспериментах [17, 18]. В области фронтов возможно интрузионное расслоение с взаимным проникновением вод с различными T, S-характеристиками [19–21]. Интрузии возможны при разрушении внутренних волн на кромке шельфа в области свала глубин [22].

Следует заметить, что все-таки такие условия реализуются не всегда и во внутренних морях вдали от фронтов скорее являются экзотикой, чем повсеместным явлением. А тонкая структура все равно существует, и ее объяснение требует подключения других механизмов, которые, конечно же, работают и в открытом океане. Обрушение внутренних волн и гидродинамическая неустойчивость течений – вот механизм, который был предложен для объяснения формирования тонкой структуры [23–26]. Однако оказалось, что внутренним волнам вовсе не обязательно обрушаться, чтобы формировать тонкую структуру. Волновое поле перемежаемо, и внутренние волны нередко распространяются в виде волновых пакетов [27]. Пакеты внутренних волн за счет нелинейности продуцируют малые поправки к плотности и скорости течения [28] с горизонтальным масштабом, равным масштабу огибающей пакета, а вертикальный масштаб определяется отношением c_g / N, где c_g – групповая скорость пакета, N – частота Брента – Вяйсяля. Однако эти поправки пропорциональны квадрату текущей амплитуды волны и исчезают после прохождения волнового пакета.

В диссипативной среде при учете вязкости и диффузии волны затухают и формируют пограничные слои в окрестности границ [29, 30]. Пучок трех-

---

[1] *Gibson C. H.* Fossil temperature, salinity, and vorticity turbulence in the ocean // Marine Turbulence / Ed. J. Nihoul. Amsterdam : Elsevier Publising Co., 1980. P. 221–257. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 28). https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71223-6

[2] *Федоров К. Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана Л. : Гидрометеоиздат, 1976. 184 с.

мерных внутренних волн отражается от слоя совпадения частоты волны и частоты плавучести, причем отражение происходит с энергетическими потерями [31]. Потери могут составлять несколько процентов. На разрывах частоты плавучести или ее производных в пучке внутренних волн формируются внутренние пограничные слои, отраженный пучок также присутствует [31]. Пограничные слои имеют расщепленные масштабы по плотности и скорости. Эти пограничные течения и создают уже тонкую структуру периодического течения.

Внутренние волны при учете турбулентной вязкости и диффузии затухают [32, 33]. Вертикальные волновые потоки тепла, соли и импульса отличны от нуля и приводят к формированию уже необратимой тонкой структуры [34–38]. Но не только учет турбулентной вязкости и диффузии приводит к генерации вертикальной тонкой структуры. При учете вращения Земли и неоднородных средних течений вертикальные волновые потоки тепла, соли, массы отличны от нуля даже при неучете турбулентной вязкости и диффузии и приводят к формированию вертикальной тонкой структуры [39]. Вертикальные волновые потоки импульса также не равны нулю [40–44]. Однако в [39] не учитывался горизонтальный градиент средней плотности, который всегда присутствует в геострофически сбалансированном течении. Предполагалось, что горизонтальный масштаб волны много меньше масштаба неоднородности поля средней плотности. В настоящей работе горизонтальный градиент средней плотности учитывается, при этом проводится сравнение с результатами для однородного случая. В [39] краевая задача для амплитуды вертикальной скорости решается методом возмущений с введением малого параметра $\varepsilon = V_0 / (H \cdot \omega)$, где V_0 – характерная скорость течения, H – глубина, ω – частота волны. Однако этот параметр не всегда мал, и в настоящей работе краевая задача для амплитуды вертикальной скорости внутренних волн решается численно по неявной схеме Адамса третьего порядка точности [40, 42].

Постановка задачи

В приближении Буссинеска рассматриваются свободные внутренние волны при учете вращения Земли и среднего двумерного вертикально-неоднородного течения в горизонтальном безграничном бассейне постоянной глубины [34–44]. Используется приближение *f*-плоскости. Горизонтальные градиенты средней плотности находятся из геострофических соотношений [3] и выражаются через вертикальные сдвиги компонент скорости течения, как это сделано в [45]. Система уравнений гидродинамики для волновых возмущений в приближении Буссинеска имеет следующий вид:

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} + 2\left[\mathbf{\Omega}_{\perp} \times \mathbf{u}\right] + u_3 \frac{d\mathbf{U}^0}{dx_3} = -\frac{1}{\bar{\rho}_0}\nabla P + \mathbf{g}\frac{\rho}{\bar{\rho}_0}, \tag{1}$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + (\mathbf{u}\nabla)\rho_0 = 0, \tag{2}$$

$$div\mathbf{u} = 0, \tag{3}$$

[3] *Каменкович В. М.* Основы динамики океана. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1973. 128 с.

где $\mathbf{u}(u_1, u_2, u_3)$ – вектор волновых возмущений скорости течения; ρ, P – волновые возмущения плотности и давления; ρ_0 – невозмущенная средняя плотность; ось x_3 направлена противоположно вектору ускорения свободного падения $\mathbf{g}$; $\mathbf{\Omega}_\perp$ – вектор проекции угловой скорости вращения Земли на ось x_3; $\mathbf{U}^0 \left(U_1^0(x_3), U_2^0(x_3), 0\right)$ – вектор скорости среднего течения; оператор $\frac{D}{Dt}$ имеет вид $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \left((\mathbf{u} + \mathbf{U}^0)\nabla\right)$.

Из соотношений «термического ветра» [3] [45] компоненты горизонтального градиента средней плотности выражаются через вертикальные сдвиги скорости течения следующим образом:

$$\frac{\partial \rho_0}{\partial x_1} = -\frac{\bar{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3}, \tag{4}$$

$$\frac{\partial \rho_0}{\partial x_2} = \frac{\bar{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3}, \tag{5}$$

где $f = 2\left(\mathbf{\Omega}_\perp \mathbf{e}_3\right) = 2\Omega_E \sin\varphi$ – параметр Кориолиса, $\mathbf{e_3}$ – орт оси x_3, Ω_E – угловая скорость вращения Земли, φ – широта.

После подстановки соотношений (4), (5) в уравнение (2) последнее преобразуется к виду

$$\frac{D\rho}{Dt} - u_1 \frac{\bar{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} + u_2 \frac{\bar{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3} + u_3 \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} = 0. \tag{6}$$

Граничное условие на поверхности моря – условие «твердой крышки», которое отфильтровывает внутренние волны от поверхностных, на дне – условие непротекания [4]:

$$u_3 = 0 \quad \text{при } x_3 = 0, \tag{7}$$

$$u_3 = 0 \quad \text{при } x_3 = -H, \tag{8}$$

где H – глубина моря.

Линейное приближение. Решения уравнений (1), (3), (6) в линейном приближении при условии горизонтальной однородности частоты Брента – Вяйсяля на масштабе волны ищем в следующем виде [34–45]:

$$u_i = u_{i0}(x_3) A e^{i\theta} + \text{c.c.}, \quad i = 1, 2, 3, \tag{9}$$

$$P = P_1(x_3) A e^{i\theta} + \text{c.c.}, \quad \rho = \rho_1(x_3) A e^{i\theta} + \text{c.c.}, \tag{10}$$

[4] *Миропольский Ю. З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1981. 302 с.

где с.с. – комплексно сопряженные слагаемые; A – амплитудный множитель; $\theta = k x_1 - \omega t$ – фаза волны, k – горизонтальное волновое число, ω – частота волны. Предполагается, что волна распространяется вдоль оси x_1.

Из системы (1), (3), (6) следуют выражения для амплитудных функций $u_{10}, u_{20}, \rho_1, P_1$ через u_{30}:

$$u_{10} = \frac{i}{k}\frac{du_{30}}{dx_3}, \qquad \Omega = \omega - k \cdot U_1^0, \tag{11}$$

$$\frac{P_1}{\bar{\rho}_0} = \frac{i}{k}\left[\frac{\Omega}{k}\frac{du_{30}}{dx_3} + \frac{dU_1^0}{dx_3}u_{30} + \frac{f}{\Omega}\left(i\frac{dU_2^0}{dx_3}u_{30} - \frac{f}{k}\frac{d}{dx_3}u_{30}\right)\right],$$

$$u_{20} = \frac{1}{\Omega}\left(\frac{f}{k}\frac{du_{30}}{dx_3} - iu_{30}\frac{dU_2^0}{dx_3}\right), \tag{12}$$

$$\rho_1 = \frac{i}{\Omega}\left[\frac{i}{k}\frac{\bar{\rho}_0 f}{g}\frac{dU_2^0}{dx_3}\frac{du_{30}}{dx_3} - u_{30}\frac{d\rho_0}{dx_3} - \frac{\bar{\rho}_0 f}{g\Omega}\frac{dU_1^0}{dx_3}\left(\frac{f}{k}\frac{du_{30}}{dx_3} - iu_{30}\frac{dU_2^0}{dx_3}\right)\right], \tag{13}$$

где Ω – частота со сдвигом Доплера.

Амплитудная функция вертикальной компоненты скорости u_{30} удовлетворяет уравнению

$$\frac{d^2u_{30}}{dx_3^{\,2}} + k\left[\frac{2if\dfrac{dU_2^0}{dx_3}}{\Omega^2 - f^2} - \frac{2f^2\dfrac{dU_1^0}{dx_3}}{\Omega(\Omega^2 - f^2)}\right]\frac{du_{30}}{dx_3} +$$
$$+ku_{30}\left[\frac{k(N^2 - \Omega^2) + \Omega\dfrac{d^2U_1^0}{dx_3^{\,2}} + if\dfrac{d^2U_2^0}{dx_3^{\,2}}}{\Omega^2 - f^2} + \frac{2ifk\dfrac{dU_1^0}{dx_3}\dfrac{dU_2^0}{dx_3}}{\Omega(\Omega^2 - f^2)}\right] = 0, \tag{14}$$

где $N^2 = -\dfrac{g}{\bar{\rho}_0}\dfrac{d\rho_0}{dx_3}$ – квадрат частоты Брента – Вяйсяля.

Граничные условия для u_{30}:

$$u_{30}(0) = u_{30}(-H) = 0. \tag{15}$$

Уравнение (14) имеет комплексные коэффициенты, поэтому его решение, вообще говоря, – комплексная функция, и краевая задача (14) – (15) должна иметь и комплексные значения собственных частот ω при фиксированном волновом числе k [34–43]. Последующие расчеты действительно показывают, что частота волны имеет малую мнимую часть. Краевая задача (14) – (15) без учета вращения Земли при $f = 0$ решалась аналитически в работах [46, 47] на течении с постоянным вертикальным градиентом скорости при постоян-

ной частоте Брента – Вяйсяля. Получено решение в виде модифицированных функций Бесселя мнимого порядка. Дисперсионное уравнение решалось как асимптотическими, так и численными методами. Показано, что течение приводит к заметной анизотропии дисперсионных кривых, в частности, изолинии частоты в плоскости горизонтальных волновых чисел могут размыкаться. При $f = 0$ уравнение (14) имеет действительные коэффициенты, поэтому частота волны и собственная функция внутренних волн – действительные, когда число Ричардсона больше $1/4$ [46, 47].

Нелинейные эффекты. Скорости течения в представлении Эйлера $\mathbf{u}$ и Лагранжа $\mathbf{u}_L$ с точностью до членов второго порядка по крутизне волны связаны соотношением [5] [36, 43]

$$\mathbf{u}_L = \mathbf{u} + (\int_0^t \mathbf{u}_L \mathrm{d}\tau \nabla)\mathbf{u}\,. \tag{16}$$

Решая данное уравнение методом итераций с точностью до членов, квадратичных по амплитуде волны, после осреднения по периоду волны получаем выражение для средней лагранжевой скорости

$$\overline{\mathbf{u}_L} = \mathbf{U} + \overline{(\int_0^t \mathbf{u}\mathrm{d}\tau \nabla)\mathbf{u}}\,, \tag{17}$$

где вектор $\mathbf{U}(U_0, V_0)$ – скорость среднего течения; $\mathbf{u}$ – поле волновых эйлеровых скоростей; черта сверху означает осреднение по периоду волны. Второе слагаемое в (17) и есть скорость стоксова дрейфа, которая определяется по следующей формуле [34, 36, 38, 39, 41–43, 48]:

$$\mathbf{u}_S = \overline{(\int_0^t \mathbf{u}\mathrm{d}\tau \nabla)\mathbf{u}}\,. \tag{18}$$

Вертикальная составляющая скорости стоксова дрейфа отлична от нуля для комплексной частоты [39, 42]:

$$u_{3S} = iA_1A_1^*\left(\frac{1}{\omega} - \frac{1}{\omega^*}\right)\frac{d}{dx_3}\left(u_{30}u_{30}^*\right), \tag{19}$$

где $A_1 = A\exp(\delta\omega \cdot t)$, $\delta\omega = \mathrm{Im}(\omega)$ – мнимая часть частоты волны. Две горизонтальные компоненты скорости стоксова дрейфа определяются по следующим формулам:

$$u_{1S} = \frac{A_1A_1^*}{k}\left[\frac{1}{\omega}\frac{d}{dx_3}\left(u_{30}\frac{du_{30}^*}{dx_3}\right) + \text{c.c.}\right], \tag{20}$$

[5] *Дворянинов Г. С.* Эффекты волн в пограничных слоях атмосферы и океана. Киев : Наукова думка, 1982. 176 с.

$$u_{2S} = A_1 A_1^* \left[\frac{1}{\omega \Omega^* k} \frac{du_{30}}{dx_3} \left(if \frac{du_{30}^*}{dx_3} - k \frac{dU_2^0}{dx_3} u_{30}^* \right) + \text{c.c.} \right] -$$

$$-A_1 A_1^* \left\{ \begin{array}{l} \dfrac{u_{30}^*}{\omega^* \Omega^2} \left[\Omega \left(\dfrac{du_{30}}{dx_3} \dfrac{dU_2^0}{dx_3} + \dfrac{if}{k} \dfrac{d^2 u_{30}}{dx_3{}^2} + u_{30} \dfrac{d^2 U_2^0}{dx_3{}^2} \right) + k \dfrac{dU_1^0}{dx_3} \left(u_{30} \dfrac{dU_2^0}{dx_3} + \dfrac{if}{k} \dfrac{du_{30}}{dx_3} \right) \right] \\ + \text{c.c.} \end{array} \right\}. \quad (21)$$

Вертикальный волновой поток массы находим, учитывая формулы (10), (13) [37, 39]:

$$\overline{\rho u_3} = |A_1|^2 \left\{ \frac{i}{\Omega} \left[\frac{i}{k} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} \frac{du_{30}}{dx_3} - u_{30} \frac{d\rho_0}{dx_3} - \frac{\overline{\rho}_0 f}{g\Omega} \frac{dU_1^0}{dx_3} \left(\frac{f}{k} \frac{du_{30}}{dx_3} - i u_{30} \frac{dU_2^0}{dx_3} \right) \right] u_{30}^* + \text{c.c.} \right\}. \quad (22)$$

Уравнение для неосциллирующей на временном масштабе волны поправки к средней плотности $\overline{\rho}$ с точностью до членов, квадратичных по амплитуде волны, имеет вид

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + U_1^0 \frac{\partial \overline{\rho}}{\partial x_1} + U_2^0 \frac{\partial \overline{\rho}}{\partial x_2} + \frac{\partial \overline{\rho u_1}}{\partial x_1} + \frac{\partial \overline{\rho u_2}}{\partial x_2} + \frac{\partial \overline{\rho u_3}}{\partial x_3} + u_{1S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_1} + u_{2S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_2} + u_{3S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} = 0 . \quad (23)$$

С учетом соотношений (4), (5) уравнение (23) преобразуется к виду

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + U_1^0 \frac{\partial \overline{\rho}}{\partial x_1} + U_2^0 \frac{\partial \overline{\rho}}{\partial x_2} + \frac{\partial \overline{\rho u_1}}{\partial x_1} + \frac{\partial \overline{\rho u_2}}{\partial x_2} + \frac{\partial \overline{\rho u_3}}{\partial x_3} - u_{1S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} + u_{2S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3} + u_{3S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} = 0. \quad (24)$$

В горизонтально-однородном случае уравнение (24) принимает вид

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{\rho u_3}}{\partial x_3} - u_{1S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} + u_{2S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3} + u_{3S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} = 0 . \quad (25)$$

Интегрируя уравнение (25) по времени, получаем

$$\Delta \overline{\rho} = -\int_0^t \left(\frac{\partial \overline{\rho u_3}}{\partial x_3} - u_{1S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} + u_{2S} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3} + u_{3S} \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} \right) dt' . \quad (26)$$

Подставляя $\overline{\rho u_3}$ из формулы (22) и три компоненты скорости стоксова дрейфа из формул (19) – (21) в выражение (26), получим после интегрирования

$$\Delta \overline{\rho} = \left[\frac{\partial \overline{\rho u_3}^0}{\partial x_3} - u_{1S}^0 \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} + u_{2S}^0 \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_1^0}{dx_3} + u_{3S}^0 \frac{\partial \rho_0}{\partial x_3} \right] \cdot \frac{1}{2\delta\omega} \left(1 - \mathrm{e}^{2\delta\omega \cdot t} \right), \quad (27)$$

где

$$\overline{\rho u_3}^{\,0} = |A|^2 \left\{ \frac{i}{\Omega} \left[\frac{i}{k} \frac{\overline{\rho}_0 f}{g} \frac{dU_2^0}{dx_3} \frac{du_{30}}{dx_3} - u_{30} \frac{d\rho_0}{dx_3} - \frac{\overline{\rho}_0 f}{g\Omega} \frac{dU_1^0}{dx_3} \left(\frac{f}{k} \frac{du_{30}}{dx_3} - iu_{30} \frac{dU_2^0}{dx_3} \right) \right] u_{30}^* + \text{c.c.} \right\},$$

$$u_{1S}^0 = \frac{|A|^2}{k} \left[\frac{1}{\omega} \frac{d}{dx_3} \left(u_{30} \frac{du_{30}^*}{dx_3} \right) + \text{c.c.} \right], \qquad u_{3S}^0 = i|A|^2 \left(\frac{1}{\omega} - \frac{1}{\omega^*} \right) \frac{d}{dx_3} \left(u_{30} u_{30}^* \right),$$

$$u_{2S}^0 = |A|^2 \left[\frac{1}{\omega\Omega^* k} \frac{du_{30}}{dx_3} \left(if \frac{du_{30}^*}{dx_3} - k \frac{dU_2^0}{dx_3} u_{30}^* \right) + \text{c.c.} \right] -$$

$$-|A|^2 \left\{ \frac{u_{30}^*}{\omega^* \Omega^2} \left[\Omega \left(\frac{du_{30}}{dx_3} \frac{dU_2^0}{dx_3} + \frac{if}{k} \frac{d^2 u_{30}}{dx_3^{\,2}} + u_{30} \frac{d^2 U_2^0}{dx_3^{\,2}} \right) + k \frac{dU_1^0}{dx_3} \left(u_{30} \frac{dU_2^0}{dx_3} + \frac{if}{k} \frac{du_{30}}{dx_3} \right) \right] + \text{c.c.} \right\}.$$

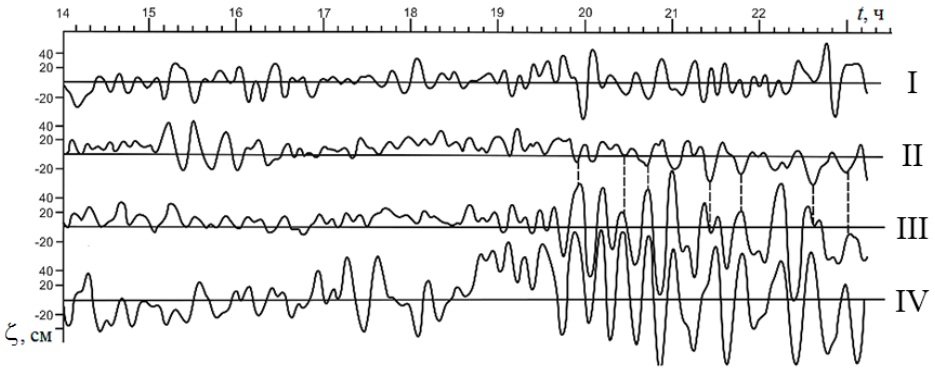
Поправка к плотности $\Delta\overline{\rho}$, определяемая по формуле (27), представляет собой вертикальную тонкую структуру, которая порождается внутренней волной и имеет необратимый характер [37, 39]. После прохождения волнового пакета указанная поправка сохраняется.

Результаты расчетов

Расчет вертикальной тонкой структуры, генерируемой внутренней волной, проведем по данным, полученным в третьем этапе 44-го рейса НИС «Михаил Ломоносов» на северо-западном шельфе Черного моря [6] [34, 35, 39–43].

На рис. 1 показан временной ход изолиний температуры, полученный четырьмя градиентно-распределенными датчиками температуры.

Приборы свешивались с борта судна и располагались на следующих глубинах: 5 – 15 м – первый прибор; 15 – 25 м – второй прибор; 25 – 35 м – третий прибор; 35 – 60 м – четвертый прибор (обозначены на рис. 1 римскими цифрами I – IV соответственно).

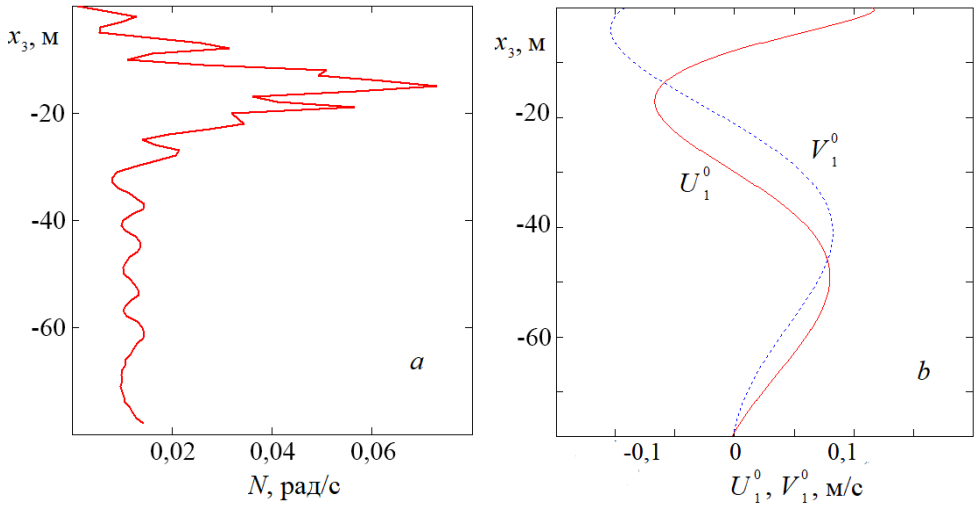


Р и с. 1. Зависимость вертикальных смещений изолиний температуры от времени
F i g. 1. Dependence of vertical displacements of temperature isolines on time

[6] Отчет о работах в 44-м рейсе (3-й этап) НИС «Михаил Ломоносов» 7 августа – 15 сентября 1985 г. Севастополь : МГИ АН УССР, 1985. Т. 1. 135 с.

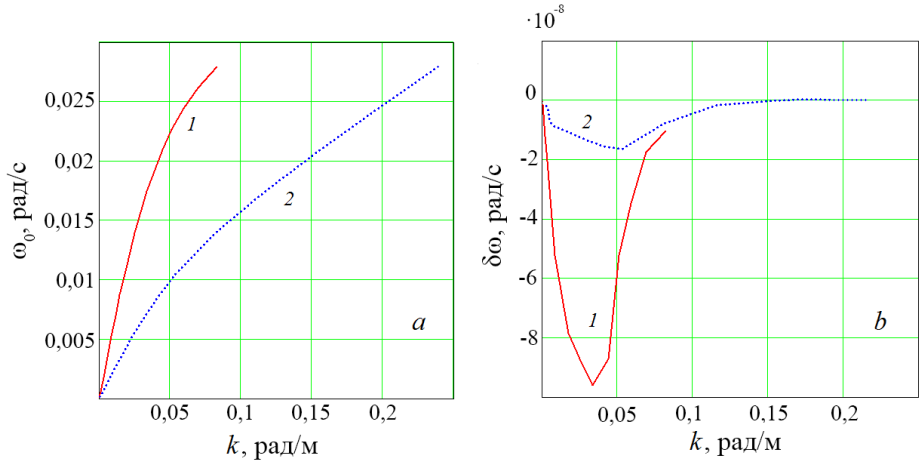
На рис. 1 четко просматривается мощный волновой пакет 15-минутных внутренних волн второй моды. Максимальная амплитуда по возвышениям составляет 0,5 м.

Зависимость частоты Брента – Вяйсяля от вертикальной координаты показана на рис. 2, *a*, двух компонент скорости течения – на рис. 2, *b*.



Р и с. 2. Зависимость от вертикальной координаты частоты Брента – Вяйсяля (*a*) и компонент скорости течения (*b*)

F i g. 2. Dependence of the Brunt – Väisälä frequency (*a*) and current velocity components (*b*) on the vertical coordinate



Р и с. 3. Дисперсионные кривые (*a*) и графики мнимой части частоты (*b*) первой (*1*) и второй (*2*) мод

F i g. 3. Dispersion curves (*a*) and graphs of the frequency imaginary part (*b*) of the first (*1*) and the second (*2*) modes

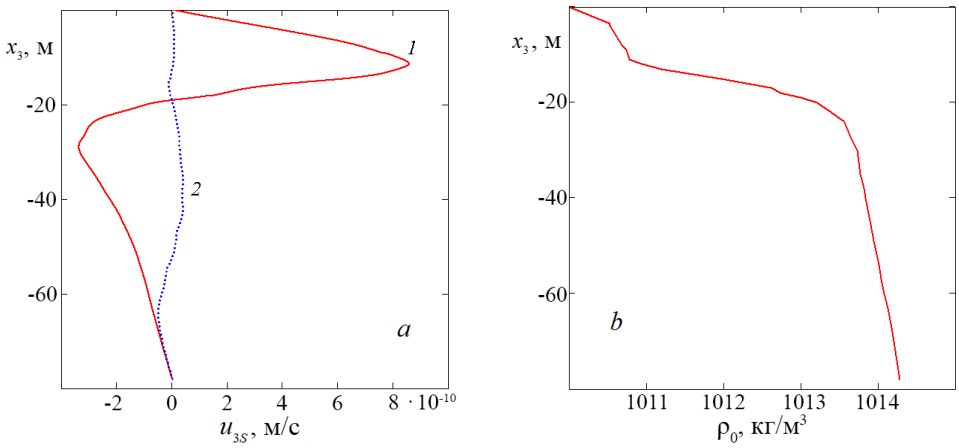
Решение краевой задачи (14), (15) находится численно по неявной схеме Адамса третьего порядка точности [34–43]. Используется метод пристрелки для определения волнового числа и мнимой части частоты при фиксирован-

ном периоде волны для данной моды внутренних волн. Полученное решение – комплексное, и частота волны – комплексная, имеет малую мнимую часть. На рис. 3, *a* представлена зависимость действительной части частоты $\omega_0 = \mathrm{Re}(\omega)$ от волнового числа для первых двух мод. На рис. 3, *b* показана зависимость мнимой части частоты $\delta\omega = \mathrm{Im}(\omega)$ от волнового числа. Мнимая часть частоты у первой моды отрицательная, т. е. волна слабо затухает.

У второй моды мнимая часть частоты отрицательная, когда частота ω_0 менее 12 цикл/ч; если частота больше, то ее мнимая часть положительная, т. е. слабое затухание в низкочастотной области сменяется слабым усилением в высокочастотной области. Декремент затухания у первой моды по модулю больше декремента затухания второй моды для фиксированного волнового числа. У 15-минутных внутренних волн второй моды декремент затухания равен $\delta\omega = -1,4 \cdot 10^{-8}$ рад/с, длина волны 197 м.

Вертикальную составляющую скорости стоксова дрейфа рассчитаем по формуле (19). Нормирующий множитель A_1 находится по известной максимальной амплитуде вертикальных смещений 0,5 м. Зависимость вертикальной составляющей скорости стоксова дрейфа от вертикальной координаты для первых двух мод показана на рис. 4, *a*, частота волны составила 4 цикл/ч.

Вертикальный профиль средней плотности приведен на рис 4, *b*.

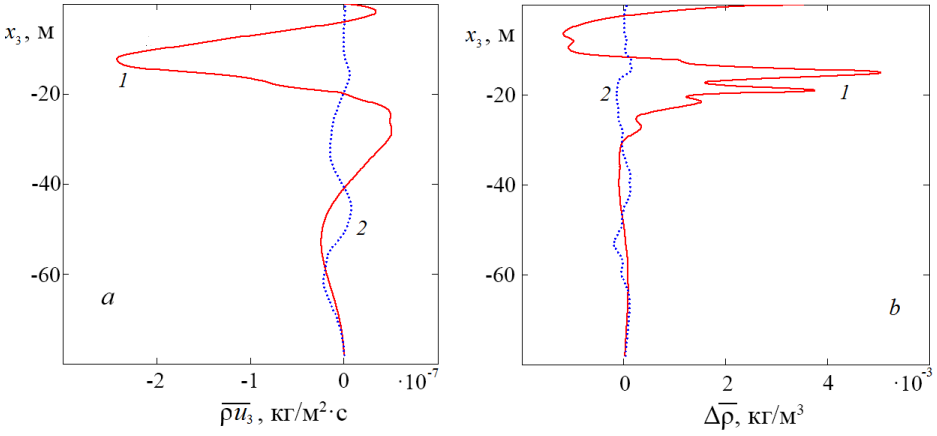


Р и с. 4. Зависимость вертикальной составляющей скорости стоксова дрейфа от вертикальной координаты у внутренних волн первой (*1*) и второй (*2*) мод – *a*; профиль средней плотности – *b*
F i g. 4. Dependence of vertical component of the Stokes drift velocity on the vertical coordinate of internal waves of the first (*1*) and the second (*2*) modes – *a*; average density profile – *b*

Профили вертикального потока массы, определенного по формуле (22), и неосциллирующей поправки к плотности (формула (27)) при $t = 9$ ч у первых двух мод внутренних волн с частотой 4 цикл/ч при одной и той же максимальной амплитуде 0,5 м показаны на рис. 5.

Вертикальный волновой поток массы у первой моды значительно преобладает в верхнем 40-метровом слое, в то время как на больших глубинах волновые потоки первой и второй мод сопоставимы по абсолютной величине. Интенсивность

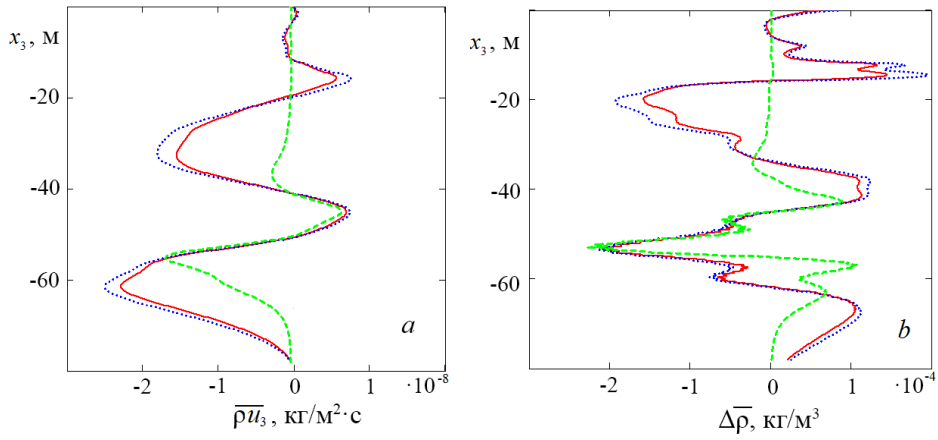
генерируемой вертикальной тонкой структуры поля плотности у первой моды больше, чем у второй при той же максимальной амплитуде волны.



Р и с. 5. Профили вертикального волнового потока массы (*a*) и тонкой структуры поля плотности (*b*) для первой (*1*) и второй (*2*) мод внутренних волн
F i g. 5. Profiles of the vertical wave flux of mass (*a*) and the fine structure of density field (*b*) for the first (*1*) and the second (*2*) modes of internal waves

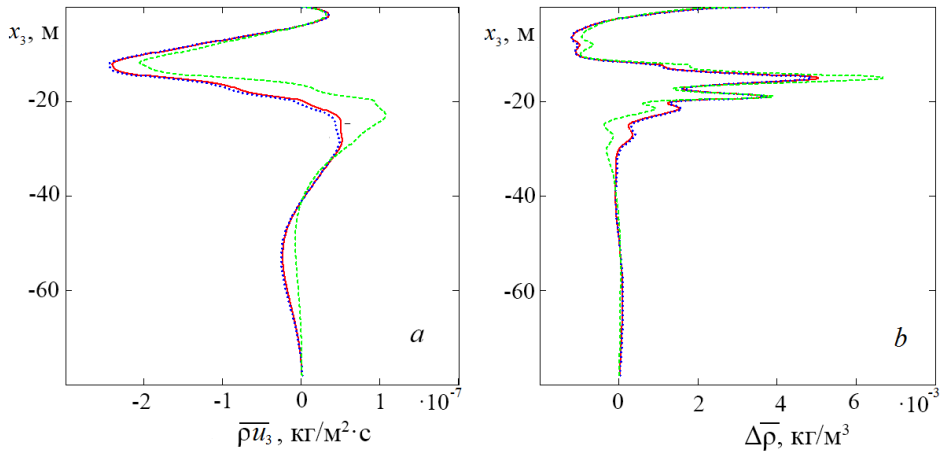
Далее сравним волновые потоки и генерируемую тонкую структуру у инерционно-гравитационных внутренних волн разных частот. Для этого рассмотрим вторую моду с частотами 4, 1 и 12 цикл/ч при той же максимальной амплитуде волны 0,5 м.

Вертикальные волновые потоки массы у волн указанных частот показаны на рис. 6, *a*, профили генерируемой тонкой структуры поля плотности – на рис. 6, *b*.



Р и с. 6. Профили вертикального волнового потока массы (*a*) и тонкой структуры поля плотности (*b*) у второй моды для 15-минутных внутренних волн (красная кривая), одночасовых внутренних волн (синяя кривая) и 5-минутных внутренних волн (зеленая кривая)
F i g. 6. Profiles of the vertical wave flux of mass (*a*) and the fine structure of density field (*b*) of the second mode for 15-minute internal waves (red curve), one-hour internal waves (blue curve) and 5-minute internal waves (green curve)

Вертикальные волновые потоки массы у второй моды 15-минутных, одночасовых и 5-минутных внутренних волн сонаправлены и уменьшаются по абсолютной величине с уменьшением периода волны. Тонкоструктурные поправки к плотности для волн с периодами 15 мин и 1 ч близки и, суммируясь, только усиливают эффект. Указанные поправки не вносят инверсий в вертикальное распределение плотности. Аналогичный расчет сделан и для первой моды внутренних волн. На рис. 7 показаны графики вертикального волнового потока массы и генерируемой тонкой структуры плотности у внутренних волн первой моды для частот 4, 1 и 12 цикл/ч.



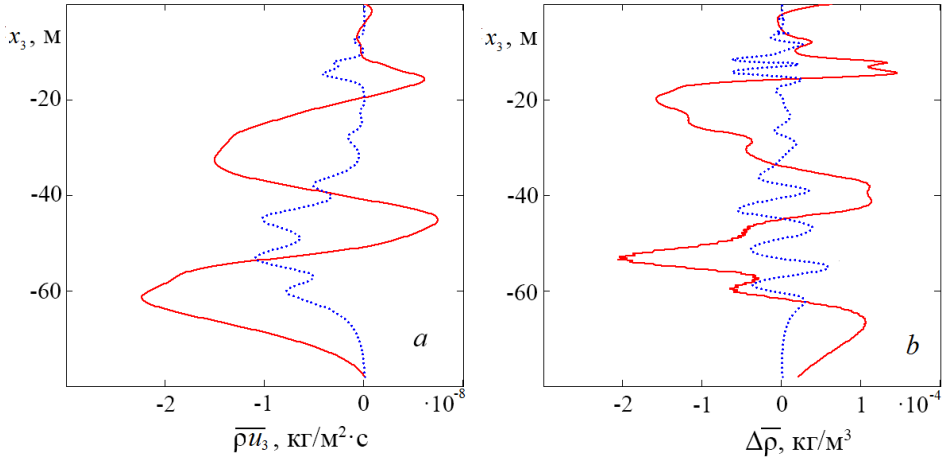
Р и с. 7. Профили вертикального волнового потока массы (*a*) и тонкой структуры поля плотности (*b*) у первой моды для 15-минутных внутренних волн (красная кривая), одночасовых внутренних волн (синяя кривая) и 5-минутных внутренних волн (зеленая кривая)

F i g. 7. Profiles of the vertical wave flux of mass (*a*) and the fine structure of density field (*b*) of the first mode for 15-minute internal waves (red curve), one-hour internal waves (blue curve) and 5-minute internal waves (green curve)

У первой моды вертикальные волновые потоки массы и тонкоструктурные поправки почти совпадают для волн с частотами 1 и 4 цикл/ч, у волн с частотой 12 цикл/ч они отличаются наиболее заметно в пикноклине.

Представляет интерес исследовать влияние горизонтальной неоднородности поля средней плотности на вертикальные волновые потоки массы и генерируемую тонкую структуру. В горизонтально-однородном случае в уравнении (4) пренебрегаются слагаемые, содержащие горизонтальные градиенты средней плотности $\frac{\partial \rho_0}{\partial x}$ и $\frac{\partial \rho_0}{\partial y}$. На рис. 8 представлена зависимость вертикальных волновых потоков массы и генерируемой тонкой структуры от вертикальной координаты для внутренних волн с частотой 4 цикл/ч второй моды в горизонтально-однородном и неоднородном случае при одинаковой максимальной амплитуде волны 0,5 м.

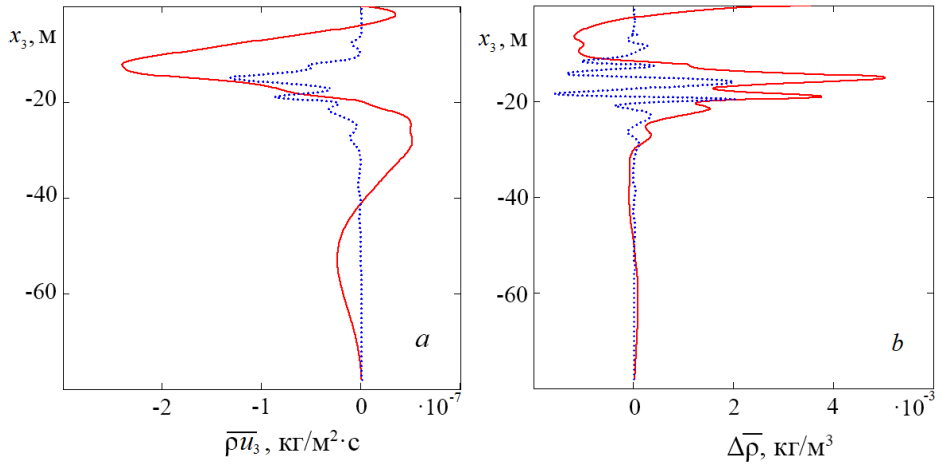
Таким образом, амплитуда тонкоструктурных осцилляций и вертикальные волновые потоки массы в горизонтально-неоднородном случае выше, чем в однородном.



Р и с. 8. Вертикальное распределение волновых потоков массы (*a*) и генерируемой тонкой структуры (*b*) для внутренней волны второй моды в горизонтально-неоднородном (красная кривая) и однородном (синяя кривая) случае

F i g. 8. Vertical distribution of the wave fluxes of mass (*a*) and the generated fine structure (*b*) for the internal wave of the second mode in the horizontally inhomogeneous (red curve) and homogeneous (blue curve) cases

Аналогичные расчеты сделаны и для первой моды внутренних волн. На рис. 9 приведены профили вертикального потока массы и генерируемой тонкой структуры для первой моды внутренних волн с частотой 4 цикл/ч в горизонтально-неоднородном и однородном случае.



Р и с. 9. Зависимость от вертикальной координаты волнового потока массы (*a*) и генерируемой тонкой структуры (*b*) для внутренней волны второй моды в горизонтально-неоднородном (красная кривая) и однородном (синяя кривая) случае

F i g. 9. Dependence of the wave flux of mass (*a*) and the generated fine structure (*b*) for the internal wave of the second mode in the horizontally inhomogeneous (red curve) and homogeneous (blue curve) cases upon the vertical coordinate

Аналогично у первой моды в горизонтально-неоднородном по средней плотности случае вертикальные волновые потоки массы и тонкоструктурная поправка к плотности выше.

Заключение

В работе представлен механизм генерации вертикальной тонкой структуры за счет вертикальных волновых потоков массы. Эти потоки отличны от нуля у инерционно-гравитационных внутренних волн при наличии течения, у которого компонента скорости, нормальная направлению распространения волны, зависит от вертикальной координаты. В отличие от предшествующих работ нами не предполагается горизонтальная однородность поля средней плотности. Напротив, течение предполагается геострофически сбалансированным, т. е. вертикальные сдвиги скорости сбалансированы горизонтальным градиентом поля средней плотности. Этот градиент находится из соотношений «термического ветра». Показано, что учет горизонтальной неоднородности поля средней плотности увеличивает как вертикальные волновые потоки массы, так и генерируемую тонкую структуру, амплитуду тонкоструктурных осцилляций. Для волн с частотами 1 и 4 цикл/ч волновые потоки массы и тонкоструктурные поправки к плотности очень близки, т. е. для волн разных частот суммарный эффект только усиливается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chashechkin Yu. D.* Discrete and continuous symmetries of stratified flows past a sphere // Symmetry. 2022. Vol. 14, iss. 6. 1278. https://doi.org/10.3390/sym14061278
2. *Chashechkin Yu. D.* Foundations of engineering mathematics applied for fluid flows // Axioms. 2021. Vol. 10, iss. 4. 286. https://doi.org/10.3390/axioms10040286
3. *Чашечкин Ю. Д.*, *Ильиных А. Ю.* Тонкая структура картины распределения вещества свободно падающей капли на поверхности и в толще принимающей жидкости в импактном режиме слияния // Физико-химическая кинетика в газовой динамике. 2023. Т. 24, № 2. С. 79–106. EDN SKVCQA. https://doi.org/10.33257/PhChGD.24.2.1043
4. *Gargett A. E.* An investigation of the occurrences of oceanic turbulence with respect to fine-structure // Journal of Physical Oceanography. 1976. Vol. 6, iss. 2. P. 139–156. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0139:AIOTOO>2.0.CO;2
5. *Bell Jr. T. H.* Internal wave-turbulence interpretation of ocean fine structure // Geophysical Research Letters. 1974. Vol. 1, iss. 6. P. 253–255. https://doi.org/10.1029/GL001i006p00253
6. Экспериментальные исследования тонкой структуры поля температуры в сезонном термоклине / И. С. Багимов [и др.] // Морские гидрофизические исследования. Севастополь : МГИ АН УССР, 1978. № 3. С. 75–90.
7. *Turner J. S.* Buoyancy effects in fluids. Cambridge, Great Britain : Cambridge University Press, 1973. 367 p. (Cambridge Monographs on Mechanics). https://doi.org/10.1017/CBO9780511608827
8. *Shmitt R. W.* Form of the temperature-salinity relationship in the central water: Evidence for double diffusive mixing // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, iss. 7. P. 1015–1026. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1015:FOTTSR>2.0.CO;2
9. Double-diffusive layering in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean / B. Rudels [et al.] // Journal of Marine Systems. 1999. Vol. 21, iss. 1–4. P. 3–27. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00003-2
10. *Журбас В. М.*, *Липс У. К.* О выделении основных типов тонкой термохалинной структуры океана // Океанология. 1987. Т. XXVII, вып. 4. С. 562–567.

11. *Williams A. J. 3rd*. Salt fingers observed in the Mediterranean outflow // Science. 1974. Vol. 185, iss. 4155. p. 941–943. https://doi.org/10.1126/science.185.4155.941

12. *Перескоков А. И.*, *Федоров К. Н.* Вентиляция вод термоклина океана конвекцией типа солевых пальцев // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 192–196.

13. *Погребной А. Е.*, *Пантелеев Н. А.* Конвекция солевых пальцев в районе C–SALT // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 3. С. 21–36.

14. *Журбас В. М.*, *Кузьмина Н. П.*, *Кульша О. Е.* Ступенчатое расслоение океанского термоклина при трансформации термохалинных интрузий солевыми пальцами (численный эксперимент) // Океанология. 1987. Т. XXVII, вып. 3. С. 377–383.

15. *Фалина А. С.*, *Волков И. И.* О тонкой структуре и термохалинной устойчивости глубинных вод Черного моря // Океанология. 2003. Т. 43, № 4. С. 516–523. EDN OOGPSR.

16. *Фалина А. С.*, *Волков И. И.* Влияние процесса двойной диффузии на общую гидрологическую структуру глубинных вод Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45, № 1. С. 21–31. EDN HRVYSH.

17. *Журбас В. М.*, *Озмидов Р. В.* О внутреннем строении тонкой ступенчатой структуры главного термоклина океана // Океанология. 1983. Т. XXIII, вып. 6. С. 938–943.

18. Double-diffusive convection and interleaving in the Arctic Ocean – distribution and importance / B. Rudels [et al.] // Geophysica. 2009. Vol. 45, iss. 1–2. P. 199–213.

19. *Пантелеев Н. А.*, *Охотников И. Н.* Интрузионное расслоение фронтальной зоны Гольфстрима по материалам исследований 43-го рейса НИС «Академик Вернадский» // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 2. С. 41–53. EDN YWWVGH.

20. *Головин П. Н.*, *Антипов Н. Н.*, *Клепиков А. В.* Интрузионное расслоение Антарктического склонового фронта // Океанология. 2016. Т. 56, № 4. С. 514–528. EDN WFAKCF. https://doi.org/10.7868/S0030157416030084

21. On the structure and dynamical features of intrusive layering in the Eurasian Basin in the Arctic Ocean / N. Kuzmina [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116, iss. C8. C00D11. https://doi.org/10.1029/2010JC006920

22. *Самодуров А. С.* Интрузионное расслоение и вертикальная диффузия в океане за счет приливного перемешивания у наклонного дна // Морской гидрофизический журнал. 1992. № 3. С. 39–46.

23. *Самодуров А. С.*, *Любицкий А. А.*, *Пантелеев Н. А.* Вклад опрокидывающихся внутренних волн в структурообразование, диссипацию энергии и вертикальную диффузию в океане // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 3. С. 14–27.

24. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ.

25. *Подымов О. И.*, *Зацепин А. Г.*, *Островский А. Г.* Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 546–559. EDN ZCRXXJ. https://doi.org/10.7868/S0030157417040049

26. *Навроцкий В. В.*, *Изергин В. Л.*, *Лозовацкий В. В.* Внутренние волны и тонкая структура гидрофизических полей в шельфовой зоне моря // Дальневосточные моря России. Москва, 2007. Т. 1. С. 507–527. EDN VYTEAW.

27. Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклейского полуострова: моделирование и наблюдение / В. А. Иванов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 4. С. 322–340. EDN SOBBLG. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-4-322-340

28. *Леонов А. И.*, *Миропольский Ю. З.*, *Тамсалу Р. Э.* О расчете тонкой структуры полей плотности и скорости (на примере Балтийского моря) // Океанология. 1977. Т. XVII, вып. 3. С. 389–393.

29. *Kistovich A. V., Chashechkin Yu. D.* Regular and singular components of periodic flows in the fluid interior // Journal of Applied Mathematics and Mechanics. 2007. Vol. 71, iss. 5. P. 762–771. https://doi.org/10.1016/j.jappmathmech.2007.11.009

30. *Chashechkin Yu. D., Ochirov A. A.* Periodic waves and ligaments on the surface of a viscous exponentially stratified fluid in a uniform gravity field // Axioms. 2022. Vol. 11, iss. 8. 402. https://doi.org/10.3390/axioms11080402

31. *Kistovich Yu. V., Chashechkin Yu. D.* Linear theory of the propagation of internal wave beams in an arbitrarily stratified liquid // Journal of Applied Mechanics and Technical Physics. 1998. Vol. 39, iss. 5. P. 729–737. EDN YVIXCN. https://doi.org/10.1007/bf02468043

32. *LeBlond P. H., Mysak L. A.* Waves in the ocean. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978. 602 p. (Elsevier oceanography series ; vol. 20).

33. *LeBlond P. H.* On the damping of internal gravity waves in a continuously stratified ocean // Journal of Fluid Mechanics. 1966. Vol. 25, iss. 1. P. 121–142. https://doi.org/10.1017/S0022112066000089

34. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами при учете турбулентной вязкости и диффузии // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52, № 3. С. 342–349. EDN WALSFX. https://doi.org/10.7868/S0002351516030111

35. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса инерционно-гравитационными внутренними волнами на течении при учете турбулентной вязкости и диффузии // Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа. 2022. № 2. С. 77–86. EDN OYOVJK. https://doi.org/10.31857/S0568528122020098

36. *Слепышев А. А., Носова А. В.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в западной части Средиземного моря // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 4. С. 358–371. EDN XJNRJF. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-4-358-371

37. *Слепышев А. А.*, *Носова А. В.* Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами при учете турбулентной вязкости и диффузии // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 5–19. EDN IZIVIK. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-5-19

38. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в сдвиговом потоке при учете турбулентной вязкости и диффузии // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 5. С. 504–511. EDN OSUVED. https://doi.org/10.31857/S000235152205011X

39. *Slepyshev A. A.*, *Vorotnikov D. I.* Generation of vertical fine structure by internal waves in a shear flow // Open Journal of Fluid Dynamics. 2019. Vol. 9, no. 2. P. 140–157. https://doi.org/10.4236/ojfd.2019.92010

40. *Анкудинов Н. О.*, *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в двумерном потоке // Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 39–47. EDN UADMVN. https://doi.org/10.31857/S0568528121030026

41. *Слепышев А. А.*, *Воротников Д. И.* Вертикальный перенос импульса инерционно-гравитационными внутренними волнами в бароклинном потоке // Морской гидрофизический журнал. 2017. Т. 33, № 4. С. 3–15. EDN ZMNTTB. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-4-3-15

42. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса инерционно-гравитационными внутренними волнами на двумерном сдвиговом течении // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 4. С. 391–404. EDN JHMMWL. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-4-391-404

43. *Воротников Д. И.*, *Слепышев А. А.* Вертикальные потоки импульса, обусловленные слабонелинейными внутренними волнами на шельфе // Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа. 2018. № 1. С. 23–35. EDN YLAPWK. https://doi.org/10.7868/S0568528118010036

44. *Слепышев А. А.*, *Лактионова Н. В.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в сдвиговом потоке // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 6. С. 194–200. EDN ZDIYNQ. https://doi.org/10.31857/S0002-3515556194-200

45. *Jones W. L.* Propagation of internal gravity waves in fluids with shear flow and rotation // Journal of Fluid Mechanics. 1967. Vol. 30, iss. 3. P. 439–448. https://doi.org/10.1017/S0022112067001521

46. *Bulatov V. V.*, *Vladimirov Yu. V.* Dynamics of internal gravity waves in the ocean with shear flows // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20, no. 4. ES4004. https://doi.org/10.2205/2020ES000732

47. *Булатов В. В.*, *Владимиров И. Ю.* Внутренние гравитационные волны от осциллирующего источника возмущений в стратифицированной среде с двухмерными сдвиговыми течениями // Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа. 2022. № 4. С. 60–68. EDN HVSDBS. https://doi.org/10.31857/S0568528122040016

48. *Longuet-Higgins M. S.* On the transport of mass by time-varying ocean current // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1969. Vol. 16, iss. 5. P. 431–447. https://doi.org/10.1016/0011-7471(69)90031-X

Об авторах:

Слепышев Александр Алексеевич, ведущий научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 8742-9970**, **ResearcherID: V-6948-2017**, **ORCID ID: 0000-0002-9259-7558**, slep55@mail.ru

Анкудинов Никита Олегович, ведущий инженер-исследователь, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 2814-9748,** ankudinff@gmail.ru

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.463.5
EDN: SZCKWQ

Новый способ определения спектрального поглощения света в море

М. Е. Ли ✉, Е. Б. Шибанов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *michael.lee.mhi@gmail.com*

Поступила в редакцию 05.06.2023; одобрена после рецензирования 26.12.2023;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Представить и провести анализ нового способа определения поглощения света в море, при помощи которого впервые удалось перенаправить к фотоприемнику практически все рассеянные лучи от исследуемого светового пучка по пути его распространения в слабо поглощающей среде; показать, что столь эффективный сбор рассеянных лучей новым способом позволит не только избежать значительных ошибок от сильного влияния рассеяния на результаты определения поглощения света, но и отказаться от необходимости проводить коррекцию данных путем теоретического моделирования – цель настоящей работы.
Методы и результаты. Отмечено, что морская вода является слабо поглощающей светорассеивающей средой, в которой распространение света сопровождается во много раз более сильным его ослаблением от рассеяния, чем от поглощения. Следовательно, при определении поглощения света морской водой на приемном устройстве необходимо собрать не только тот свет, который прошел определенное расстояние в среде после поглощения, но и весь рассеянный на этом пути свет. Ранее был предложен метод измерения поглощения света в зеркальной цилиндрической кювете с источником света на входе и коллектором с фотоприемным устройством на выходе (*reflective-tube absorption meter*), а несколько позднее – аналогичный метод, в котором было использовано явление полного внутреннего отражения. В связи с недостаточно полным сбором рассеянных лучей в этих методах приходится прибегать к коррекции данных путем теоретического моделирования. Предлагается новый способ определения спектрального поглощения света в конической кювете из кварцевого стекла с внешним зеркальным конусом. Показано, что конусная кювета позволяет собрать преобладающую часть рассеянных лучей в проходящем через водную среду пучке путем более эффективного перенаправления этих лучей от места рассеяния света до приемника. Остальная, вышедшая из кюветы часть рассеянных лучей достигает приемника в воздушном пространстве между кюветой и конусным зеркалом за счет многократного отражения от него. В результате новым способом удается перенаправить к приемнику практически весь рассеянный свет и таким образом минимизировать ошибки определения поглощения света в слабо поглощающей среде. Для количественной оценки преимуществ нового способа были проведены расчеты геометрических параметров распространения рассеянного света для конусной кварцевой кюветы на воздухе и для той же кюветы, помещенной внутрь внешнего конусного зеркала.
Выводы. Сочетание конусной кварцевой кюветы и внешнего зеркального конуса в новом способе позволило собрать в приемнике все рассеянные в слабо поглощающей среде лучи и тем самым не только исключить их сильное влияние на определение поглощения света в море, но и отказаться от необходимости проводить коррекцию данных путем теоретического моделирования.

Ключевые слова: поглощение света, рассеивающая среда, полное внутреннее отражение, конусная кварцевая кювета, конусное зеркало, угол рассеяния, ход лучей

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2024-0012.

Для цитирования: *Ли М. Е.*, *Шибанов Е. Б.* Новый способ определения спектрального поглощения света в море // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 198–214. EDN SZCKWQ.

Original article

New Method for Determining Spectral Absorption of Light in the Sea

M. E. Lee ✉, E. B. Shybanov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *michael.lee.mhi@gmail.com*

Abstract
Purpose. The study is purposed at presenting and analyzing a new method for determining light absorption in the sea which for the first time made it possible to redirect almost all the scattered rays from the studied light beam to the photodetector along the path of its propagation in a weakly absorbing medium, as well as at showing that application of the new method providing such an efficient collecting of the scattered rays, permits not only to avoid significant errors from the strong influence of scattering upon the results of determining the light absorption, but also to give up the necessity in correcting the data by theoretical modeling.
Methods and Results. It is known that sea water is a weakly absorbing light-scattering medium in which the light propagation is accompanied by its attenuation that is many times stronger due to scattering than due to absorption. Therefore, the determination of light absorption by seawater at a receiving device requires collecting of not only the light that has traveled a certain distance in the absorption medium, but also all the light scattered along this path. Previously, proposed was the method for measuring the light absorption in a cylindrical mirror cuvette with a light source at the input and a collector with a photodetector at the output (*reflective-tube absorption meter*). Somewhat later, a similar method based on the phenomenon of total internal reflection was applied. Since these methods do not provide the sufficiently complete collection of scattered rays, the data are to be corrected by theoretical modeling. The authors propose a new method for determining the spectral absorption of light in a quartz glass conical cuvette with an external mirror cone. It is shown that the cone cuvette permits to collect most of the scattered rays in the beam passing through the water medium by means of more efficient redirection of these rays from the place of light scattering to the receiver. The rest part of the scattered rays that has left the cuvette reaches the receiver in the air space between the cuvette and the cone mirror due to multiple reflections from it. As a result, the new method makes it possible to redirect almost all of the scattered light to the receiver and thus to minimize the errors in determining the light absorption in a weakly absorbing medium. To quantify the advantages of the new method, the authors have calculated the geometric parameters of the scattered light propagation for a conical quartz cuvette in air and for the same cuvette placed inside the external cone mirror.
Conclusions. The combination of a conical quartz cuvette and an external mirror cone in the new method made it possible to collect all the rays scattered in a weakly absorbing medium in the receiver. Thus, it permitted not only to exclude their strong influence upon the determination of light absorption in the sea, but also to give up the necessity in correcting the data by theoretical modeling.

Keywords: light absorption, scattering medium, total internal reflection, cone quartz cell, cone mirror, scattering angle, ray path
Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment FNNN-2024-0012.

For citation: Lee, M.E. and Shybanov, E.B., 2024. New Method for Determining Spectral Absorption of Light in the Sea. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 178-193.

Введение

Поглощение морской воды – одна из важнейших гидрооптических характеристик, определяющих распространение светового излучения в море. Спектр показателя поглощения содержит информацию о присутствующих в морской воде минеральной и органической взвеси, клетках фитопланктона и растворенного органического вещества. Поглощение и рассеяние света этими примесями формируют подводное световое поле открытых акваторий большинства морей и океанов и, таким образом, влияют на спектр проникающего в глубину и восходящего из моря солнечного излучения. Такие спектральные изменения дают информацию о цвете океана, по которому с помощью космических сканеров цвета можно проводить систематический мониторинг глобальных пространственно-временных изменений в поверхностном жизнедеятельном слое по всему Мировому океану [1]. Во всех моделях переноса светового излучения морской среды первичные оптические свойства, к которым относятся поглощение и рассеяние, являются либо необходимыми входными параметрами, либо, в случае обратных задач, выходными данными расчетов. В связи с этим измерения величины поглощения имеют большое прикладное значение, особенно для задач верификации спутниковых сканеров цвета моря, тесно связанных с экологическим мониторингом его состояния.

Применяемые в настоящее время натурные методы определения спектрального показателя поглощения света не позволяют получать достоверные данные в связи с недостаточной точностью измерений. Например, в синей области спектра, где находятся основные полосы поглощения пигментов фитопланктона и растворенных органических веществ, величина поглощения света морских вод высокой прозрачности столь незначительна, что с трудом может быть зарегистрирована современными фотометрами.

Еще более значительная сложность в измерении показателя поглощения света в море связана с тем, что морская вода является слабо поглощающей светорассеивающей средой, в которой распространение света сопровождается во много раз более сильным его ослаблением от рассеяния, чем от поглощения. Следовательно, при измерениях показателя поглощения света морской водой на приемном устройстве необходимо собрать не только тот свет, который прошел определенное расстояние в среде после поглощения, но и весь рассеянный на этом пути свет. Эта особенность приводит к взаимно противоречивым требованиям при разработке методов измерений поглощения света в море. С одной стороны, для обеспечения чувствительности метода необходимо измерять ослабленный вследствие поглощения свет на как можно большем пути его прохождения в среде, большей длине измерительной базы. С другой стороны, бóльшая длина базы делает очень трудной задачу перенаправления всего рассеянного на этом пути света в сторону коллектора для сбора на светоприемном устройстве.

Для относительно прозрачной морской воды трудности сбора рассеянных лучей возрастают многократно в связи с тем, что в море рассеяние преобладает над поглощением. По этой причине существующие методы определения по-

глощения света не позволяют получать достоверные данные, пригодные для использования в моделировании и в задачах по восстановлению примесей по цвету моря. Исходя из диапазона изменчивости коэффициента яркости моря в спектральном интервале, где поглощением чистой воды можно пренебречь, а также пользуясь информацией о характерных значениях параметра асимметрии индикатрис рассеяния [2], можно оценить, что соотношение между ослаблением света от рассеяния и его ослаблением от поглощения может достигать значений 20 и выше при интенсивном цветении кокколитофорид.

Следует иметь в виду, что в данном случае речь идет именно об относительно чистых водах, а не о специально приготовленных в лаборатории идеально чистых (*pure water*) или особо чистых океанских, для которых прямые методы определения поглощения света не применимы вследствие того, что невозможно собрать на приемном устройстве весь рассеянный свет с измерительных баз длиной до десятка метров. Определение спектрального поглощения света для таких идеально чистых вод возможно лишь косвенными способами, такими как метод, основанный на использовании характеристик естественного подводного светового поля в наиболее чистых водах отдельных акваторий Мирового океана [3, 4].

Для определения спектральных характеристик поглощения чистых вод предложен метод *integrating cavity absorption meter* (*ICAM*) [5], использующий две интегрирующие полости, находящиеся одна внутри другой: внутреннюю, заполняемую водой, и внешнюю, создающую изотропное освещение во внутренней полости, не зависящее от каких-либо эффектов рассеяния. Строгое теоретическое обоснование метода *ICAM*, рабочие уравнения учета влияния рассеивающих частиц на определение спектрального поглощения особо чистой воды и способы абсолютной калибровки рассмотрены в работе [6]. За счет изотропного освещения и очень высокой диффузной отражательной способности интегрирующих полостей *ICAM* позволяет измерять очень малые показатели оптического поглощения, практически не зависящие от эффектов рассеяния в образце.

Для определения спектрального поглощения света в очень мутной морской воде был предложен метод [7], в котором исследуемая суспензия культур водорослей для учета рассеяния на клетках помещалась не внутри интегрирующей сферы, а вне ее на разных расстояниях от входа. Применение этого метода оправдано только в редких экологических ситуациях, когда в отдельных акваториях реализуются условия бурного роста микроводорослей и в морской воде наблюдаются чрезвычайно высокие концентрации фитопланктона. Показано, что по данным измерений ослабления света на разных расстояниях от интегрирующей сферы определяются истинные спектры поглощения, практически не зависящие от влияния рассеяния.

Определения спектров поглощения света в условиях морских экспедиций можно проводить в судовой лаборатории портативным спектрофотометром с интегрирующей сферой, заполняемой морской водой [8]. В этом спектрофотометре отобранная в исследуемых акваториях с разных горизонтов морская вода без предварительной подготовки заливается в сферическую кварцевую колбу, обложенную по всей внешней поверхности диффузно отражающим материалом – флуорилоном (*Fluorilon* 99-*W*™). В этом методе запол-

ненная морской водой интегрирующая сфера не может обеспечить сферическую симметрию в связи с освещением коллимированным пучком и наличием зеркальной компоненты отражения, связанной с кварцевой оболочкой. Тем не менее тщательный анализ, проведенный в работе [9], показал, что при соответствующей градуировке спектрофотометра по эталонному водному раствору можно получать вполне удовлетворительные данные по спектрам поглощения света морских вод.

Метод определения поглощения света в цилиндрической отражающей кювете

В настоящее время в гидрооптике получил широкое распространение прибор, работа которого основана на использовании зеркальной цилиндрической кюветы (*reflective-tube absorption meter*) [10, 11]. При идеальном зеркальном отражении такая кювета могла бы перенаправлять весь рассеянный в переднюю полусферу свет к приемному коллектору и тем самым обеспечивать качественное определение его поглощения в море. В действительности же, чтобы исключить непосредственный контакт с агрессивной морской водой, использовалось зеркальное покрытие на внешней стенке тонкой стеклянной трубы с коэффициентом отражения < 95%. Этого было недостаточно для достижения минимально допустимой ошибки в определении поглощения света в слабо поглощающих водных средах. Вследствие невысокого коэффициента зеркального отражения такой цилиндрической кюветы рассеянные в сторону стенок лучи терялись из-за потерь при многократных отражениях. В результате до коллектора доходила лишь часть рассеянного вперед света, причем с удлиненным путем его прохождения в среде. Влияние этих не дошедших до приемного устройства рассеянных лучей приходилось учитывать путем теоретического моделирования с последующей коррекцией значений [12]. Для мутных озерных вод такая коррекция позволяла получать данные с приемлемой погрешностью, но для морских вод получались значения только оценочного характера.

В 90-х годах прошлого столетия была предложена схема измерений с цилиндрической кюветой из кварцевого стекла без зеркального покрытия. Для перенаправления рассеянных внутри кюветы лучей к коллектору использовалось явление полного внутреннего отражения от поверхности раздела кварц – воздух [13, 14]. Идеально гладкая, хорошо полированная цилиндрическая поверхность кварцевой кюветы отражает все фотоны, падающие на нее под углом больше критического угла $\arcsin(1/n_w) \approx 48{,}5°$ (где n_w – показатель преломления морской воды), поскольку фотоны будут испытывать полное внутреннее отражение. Поэтому все фотоны, рассеянные в угловом диапазоне 0–41,5°, без потерь достигнут коллектора приемного устройства или непосредственно не касаясь стенки, или путем нескольких отражений. Вследствие того, что индикатриса рассеяния природных морских вод имеет сильный пик в прямом направлении [15, 16], в этом случае удается перенаправить бóльшую часть рассеянных вперед лучей и таким образом сохранить их в проходящем через водную среду пучке. Тем не менее при использовании этого ме-

тода не удается избежать потери части рассеянных под большими углами лучей, так как они выходят из кюветы в воздух и не доходят до приемного коллектора. Выбывание из основного пучка света этих рассеянных лучей является основным источником ошибок в методе определения поглощения света в цилиндрической кварцевой кювете [11]. Таким образом, к недостаткам этого метода, получившего широкое применение в коммерческих приборах [17], можно отнести потерю рассеянных лучей под углами в диапазоне 41,5–90°.

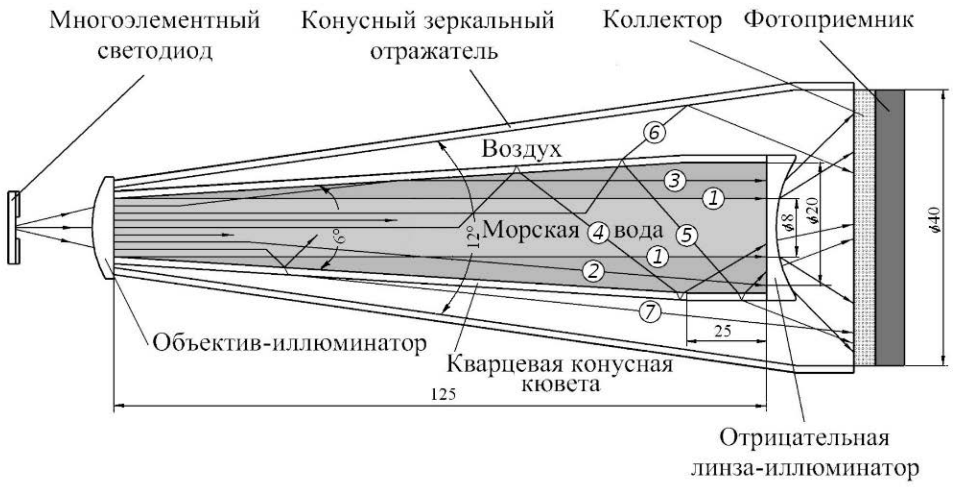
Еще одним недостатком анализируемого метода является удлинение пути рассеянных лучей от источника к коллектору, распространяющихся зигзагообразно внутри кюветы. Из-за этих недостатков, как и при использовании метода, основанного на работе прибора с зеркальной цилиндрической кюветой, приходится прибегать к коррекции получаемых данных путем теоретического моделирования [18, 19]. Результаты показали, что относительная ошибка поглощения всегда положительна и линейно возрастает с увеличением отношения рассеяния к поглощению. Также ошибка увеличивается с уменьшением отражательной способности цилиндрической поверхности кюветы.

Аспекты нового подхода к определению свойств поглощения света в море

В настоящей работе предлагается минимизировать ошибки путем применения нового способа определения спектрального поглощения света, позволяющего перенаправлять к коллектору практически весь рассеянный в слабо поглощающей водной среде свет. Для достижения наилучшего результата необходимо перенаправлять к приемному коллектору все рассеянные лучи в диапазоне 0–180°. Но с учетом того, что в обратном направлении в морской воде рассеивается лишь 1–2% фотонов, вполне допустимо ограничиться перехватом лучей, рассеянных в переднюю полусферу в диапазоне 0–90°. Для решения этой задачи мы предлагаем определять поглощение света в **конической кювете** из кварцевого стекла, помещенной соосно внутри внешнего зеркального конуса (рис. 1).

Как видно из рис. 1, вместо обычно применяющейся в настоящее время кюветы цилиндрической формы конусная кювета выполнена из кварцевого стекла в виде тонкостенного конуса, который завершается цилиндрической частью лишь на небольшом отрезке перед приемным коллектором. Такая форма кюветы позволяет больше и эффективнее перенаправлять к коллектору рассеянные в водной среде фотоны, испытывающие полное внутреннее отражение на поверхности раздела кварц – воздух.

Рассеянные под большими углами лучи выходят в воздушное пространство между конусной кюветой и зеркальным конусом. Эти лучи не теряются, как в применяющихся в настоящее время методах, а собираются внешним зеркальным конусом в пучке света, направленного на коллектор. Таким образом, определение поглощения света в конусной кювете, совмещенной с конусным зеркалом, позволяет устранить перечисленные выше недостатки существующих методов, поскольку на приемный коллектор перенаправляются практически все рассеянные в переднюю полусферу лучи.



Р и с. 1. Схема нового способа определения поглощения света в морской воде с примерами хода лучей от источника до коллектора. Лучами, заканчивающимися в воде, обозначена поглощенная часть света в пучке: *1* – лучи, прошедшие через всю кювету без ослабления; *2*, *3* – рассеянные лучи в малых углах, дошедшие до коллектора не касаясь стенки, а также перенаправленные после отражения от стенки кюветы; *4* – рассеянные лучи, испытавшие полное внутреннее отражение и дошедшие до коллектора путем неоднократных дополнительных отражений от одной части стенки кюветы к противоположной; *5*, *6* – рассеянные лучи, частично отраженные стенкой внутрь и вышедшие после преломления в воздушное пространство между кюветой и зеркальным конусом; *7* – рассеянные лучи, вышедшие из кюветы и достигшие коллектора, не касаясь зеркального конусного отражателя

F i g. 1. Scheme of a new method to determine light absorption in seawater with the examples of ray paths from a source to a collector. The rays ending in water indicate the absorbed part of light in a beam: *1* – the rays which passed through the whole cuvette without attenuation; *2*, *3* – the scattered beams at small angles which reached the collector without touching its wall, and also redirected after their reflection from the cuvette wall; *4* – the scattered beams which experienced total internal reflection and reached the collector by means of the repeated additional reflections from one part of the cuvette wall to the opposite one; *5*, *6* – the scattered beams partially reflected inward the cuvette by the wall and exited after refraction into the air space between the cuvette and the mirror cone; *7* – the scattered beams which left the cuvette and reached the collector without touching the mirror cone reflector

Ограничительным геометрическим параметром нового способа является длина измерительной базы, которая не может быть больше 0,1–0,15 м из-за конусных форм кюветы и зеркального отражателя. Основным фактором, ограничивающим длину измерительной базы, является угол конусной кюветы. Заметим, что цилиндрическая кювета является предельным случаем кюветы конусной формы с углом, равным 0°. Поэтому необходимо расчетным путем подбирать оптимальный угол конусной кюветы, удовлетворяющий многим противоречивым факторам, таким как длина измерительной базы, диаметр коллимированного пучка света, диаметр коллектора и т. д. В результате оптимальными геометрическими параметрами для определения поглощения света в море по новому способу были выбраны следующие:

– длина измерительной базы – 0,125 м;

– диаметр коллимированного пучка света – 0,008 м;

– угол конуса кварцевой кюветы – 6°;
– угол конуса внешнего зеркального отражателя – 12°;
– диаметр приемного коллектора – 0,04 м.

В качестве источника света может использоваться мощный многоэлементный светодиод с коллиматором, обеспечивающий определения поглощения света в разных участках спектра в диапазоне 390–630 нм. Многоэлементный светодиод имеет важное преимущество перед традиционно применяемыми лампами накаливания вследствие намного более высокой светоотдачи. Сравнительный анализ показывает, что светодиоды по световому потоку в выбранном спектральном интервале в десятки и сотни раз мощнее, чем лампы накаливания. Спектральные интервалы светодиодов сравнительно узкие (10–20 нм), поэтому их излучение допустимо считать квазимонохроматическим. Многоэлементные разноцветные светодиоды позволяют также проводить быстрое электронное сканирование по спектру в отличие от механического переключения набора узкополосных интерференционных светофильтров.

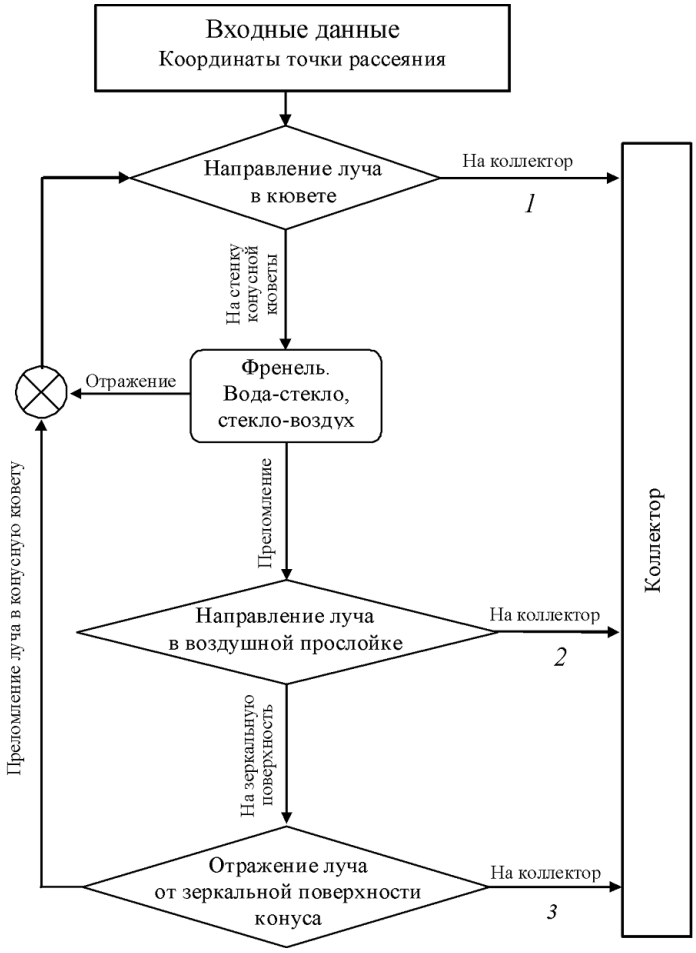
В качестве приемного коллектора чаще всего применяется пластинка из молочного стекла, в которой оптические характеристики и геометрические параметры подобраны так, чтобы обеспечить равномерное перераспределение падающего света по всей его толще. На приемный коллектор лучи падают с самых разных направлений, неравномерно освещая поверхность, причем их интенсивность значительно различается. Поэтому основная функция коллектора заключается в том, чтобы на выходе формировать равномерное суммарное излучение. В реальности добиться полной равномерности выходящего из коллектора излучения не удается, поэтому для лучшего согласования необходимо применять приемники светового излучения с большой площадью светочувствительной площадки, сопоставимой с размерами коллектора.

Ход лучей в конусной кювете характеризуется тем, что для прямо прошедшего через водную среду светового потока все происходит так же, как и в цилиндрической кювете. Однако в конической кварцевой кювете значительно больше рассеянных под малыми углами фотонов достигают коллектора без соприкосновения со стенками. За счет этого уменьшается влияние стенки кюветы на определение поглощения света в море, поскольку в природных водах рассеяние происходит в основном в малых углах и практически все они перенаправляются к коллектору без взаимодействия со стенками.

Расчеты хода лучей в кварцевой конусной кювете с внешним зеркальным конусом

В описываемом способе определения поглощения света в море очень важно учесть все многообразие особенностей отражения, преломления и поглощения рассеянных лучей при взаимодействии со стенками кварцевой кюветы и внешним конусным зеркальным отражателем для минимизации ошибок при их влиянии на конечный результат. Для этого были проведены соответствующие расчеты геометрических параметров распространения рассеянного света сначала отдельно для конусной кварцевой кюветы на воздухе, а затем для этой же кюветы, помещенной внутрь внешнего конусного зеркального отражателя.

На рис. 2 показана блок-схема алгоритма расчета эффективного коэффициента отражения и геометрических параметров хода лучей, рассеянных слабо поглощающей водной средой в кварцевой конусной кювете на воздухе.



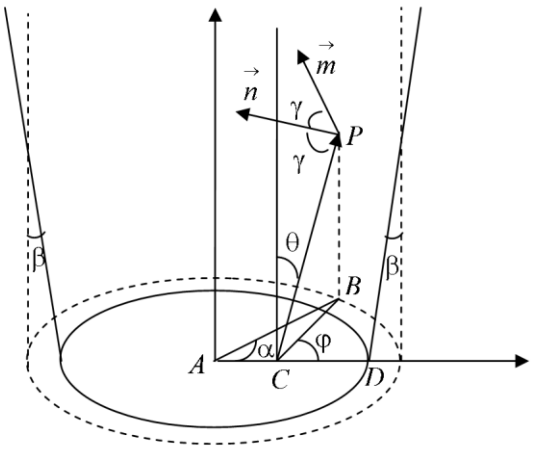
Р и с. 2. Блок-схема расчета хода лучей в конусной кювете с зеркальным конусом
F i g. 2. Block diagram for calculating the ray paths in a conical cuvette with a mirror cone

Входными параметрами являются положение исходной точки рассеяния света в среде, а также азимутальный и зенитный угол. Луч может попасть на коллектор тремя способами: *1* – по конусной кювете сразу или после нескольких отражений от стенок; *2* – по воздушной прослойке между конусной кюветой и зеркальным покрытием после преломления на границе раздела стекло – воздух; *3* – по воздушной прослойке после отражения от зеркального покрытия. Таким образом, часть пути луч может проходить по воздуху, уменьшая вероятность его поглощения. Однако это относится к тем лучам, которые рассеиваются под углами > 44,5°. Для таких углов в стандартной схеме длина пути значительно увеличивается, что вызывает дополнительные вопросы при расчете поглощения.

Во избежание многократного дублирования лучей малой интенсивности считалось, что свет, зеркально отраженный в направлении кварцевой конусной кюветы, проникает в среду с коэффициентом пропускания, равным единице. Относительная ошибка данного упрощения оценивается в 5%. Дальнейший расчет коэффициентов Френеля для таких лучей проводился по упрощенной схеме, а именно: из отраженного и преломленного луча выбирался луч большей интенсивности. Соответствующий коэффициент Френеля приравнивался к единице. Для заданного угла рассеяния проводилось интегрирование по двум пространственным координатам и азимуту. Потери света в данной схеме могут быть связаны только с отражением луча в направлении источника света и с поглощением света при зеркальном отражении от внешнего конусного зеркального отражателя.

Для узкого пучка начальные геометрические условия определяются расстоянием от иллюминатора и углом между осью конуса и направлением рассеяния. При расчете хода лучей широкого пучка необходимо задавать расстояние от оси конуса до точки рассеяния, а также азимутальный угол.

Рассмотрим геометрию отражения внутри кварцевой конусной кюветы. На рис. 3 показана схема распространения рассеянного луча в кювете, имеющей форму конуса с углом раствора, равным 2β. Ось конуса направлена вверх. Горизонтальное сечение конуса образует круг с радиусом r_1 и центром в точке A. Конус заполнен морской водой, освещаемой снизу параллельным пучком. Пусть в точке C прямой свет рассеивается в некотором направлении, определяемом зенитным углом θ и азимутальным углом φ. Рассеянный луч пересекается с поверхностью конуса на высоте z в точке P, в которой происходит отражение луча света обратно в среду. Горизонтальное сечение конуса, проведенное через точку P, образует окружность с радиусом $r(z) = r_1 + z \cdot \mathrm{tg}\beta$, где $z = |BP|$. Проекция этой окружности показана штриховой линией на рис. 3.



Р и с. 3. Схема распространения рассеянного луча в конусной кювете, используемая для расчета длины пути, количества и углов отражений

F i g. 3. Scheme of a scattered beam propagation in a cone cuvette used for calculating a path length, reflection angles and their number

Обозначим через x расстояние $|AC|$ от центра конуса. Из уравнений для треугольников ABC и BCP определяется длина отрезка BC

$$|BC| = \sqrt{\left(r_1 + x \cdot \mathrm{tg}\beta / \mathrm{tg}\theta\right)^2 - x^2 \sin^2 \varphi} - x \cdot \cos\varphi \tag{1}$$

и соответствующая ей высота $z = |BC / \mathrm{tg}\theta|$. Длина пути луча света $|CP|$ до точки отражения рассчитывается по теореме Пифагора.

Пересечение луча с конусом возможно, если выполняется неравенство

$$\left(x \cdot \cos\varphi \cdot \mathrm{tg}\theta - r_1 \cdot \mathrm{tg}\beta\right)^2 \geq \left(x^2 - r_1^2\right)\left(\mathrm{tg}^2\theta - \mathrm{tg}^2\beta\right). \tag{2}$$

Условие (2) будет проверяться для случаев, если точка C находится за пределами конуса. Азимут α относительно центра для точки отражения P удовлетворяет уравнению

$$\cos\alpha = \frac{|AC|}{r(z)} \cdot \sin^2\varphi + \cos\varphi \sqrt{1 - \frac{|AC|^2}{r^2(z)} \sin^2\varphi}\,. \tag{3}$$

Единичный вектор в направлении рассеяния имеет декартовые координаты

$$\vec{e}_s = \left(\sin\theta\cos\varphi, \sin\theta\sin\varphi, \cos\theta\right), \tag{4}$$

а нормаль к поверхности $\vec{n}$ в точке отражения равна

$$\vec{n} = \left(-\cos\beta\cos\alpha, -\cos\beta\sin\alpha, \sin\beta\right). \tag{5}$$

Косинус угла отражения γ_r, вычисляемый через скалярное произведение

$$\cos\gamma_r = -(\vec{e}_s \cdot \vec{n})\,, \tag{6}$$

используется при определении коэффициентов Френеля. Направление отраженного $\vec{e}_r$ луча задается выражением

$$\vec{e}_r = \vec{e}_s - 2(\vec{e}_s \cdot \vec{n})\,\vec{n} = \vec{e}_s + 2\cos\gamma_r \cdot \vec{n}\,. \tag{7}$$

В соответствии с законом Снеллиуса $m_1 \sin\gamma_s = m_2 \sin\gamma_t$, направление преломленного $\vec{e}_t$ луча находится из выражений

$$\vec{e}_t = \frac{m_1}{m_2}\vec{e}_s + \left(\cos\gamma_t - \frac{m_1}{m_2}\cos\gamma_r\right)\vec{n}\,, \tag{8}$$

где m_1 – показатель преломления исследуемой среды; m_2 – показатель преломления среды за пределами конуса.

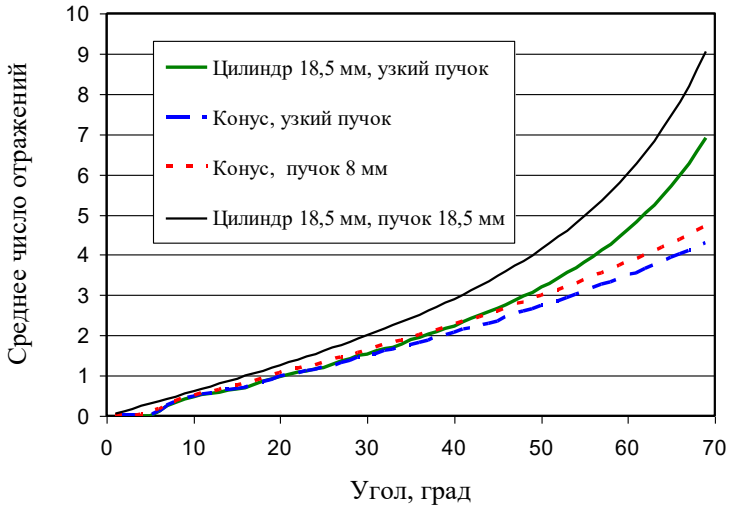
Вектор $\vec{e}_r$ задает новое направление распространения луча на следующей высоте z. Итерации проводятся до тех пор, пока луч не выйдет за преде-

лы конуса. При этом для любых углов рассеяния суммируется количество отражений, определяются полная длина пути и потери при отражении. Интегрирование проводится: по азимутальному углу φ, по полному сечению пучка света и по всей длине конуса.

Для демонстрации преимуществ использования конусной кюветы по сравнению с методами измерения поглощения, использующими цилиндрическую кювету [10–14], проведены расчеты по упрощенному алгоритму. В этом случае преломленные лучи не учитываются, а расчеты сводятся к определению точки пересечения луча с границами конуса, а также к вычислению направления отраженного луча (формулы (1) – (7)). Поскольку коэффициент отражения Френеля, начиная с угла полного внутреннего отражения θ_f, резко уменьшается, то фактический выигрыш по сохраненной энергии оценивается через интеграл индикатрисы от угла $90-\theta_f$ до $90-\theta_f+\beta$. Как показывают расчеты, основное преимущество способа измерения поглощения света с использованием конической кюветы состоит в уменьшении количества отражений и уменьшении вариации длины пути в зависимости от угла рассеяния. Расчеты проведены для следующих параметров: длина конуса $z_{\max}=100$ мм, угол раствора $2\beta=6°$, радиус окружности пучка света равен минимальному радиусу конуса $r_0=4$ мм. Наиболее простой случай центрального луча не требует интегрирования по двум переменным. Также проводились расчеты для цилиндрической кюветы (частный случай конуса с нулевым углом раствора) с радиусами 4 и 9,25 мм.

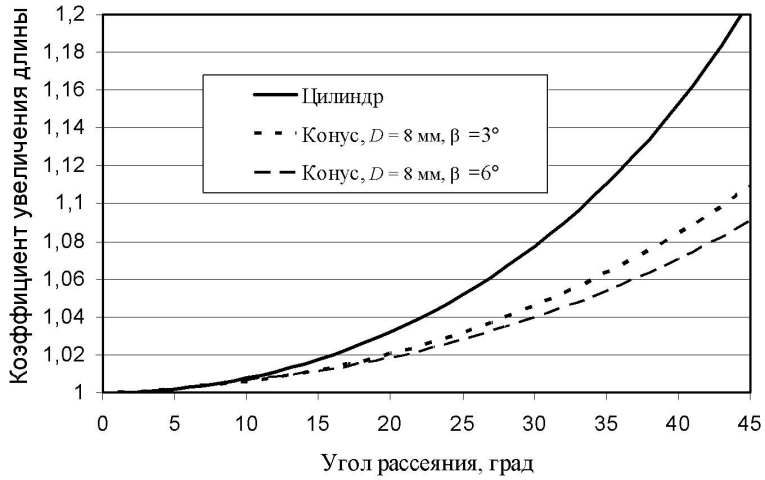
Результаты и обсуждения

Расчеты хода рассеянных лучей позволили определить, что при распространении их в конусной кювете происходит в два раза меньшее число отражений от стенок кювет, чем в цилиндрической кювете (рис. 4).



Р и с. 4. Среднее число отражений, испытываемых лучом в зависимости от угла рассеяния
F i g. 4. Average number of reflections experienced by a beam as a function of the scattering angle

Уменьшение числа отражений приводит к тому, что новый способ позволяет ослабить влияние удлинения пути рассеянных лучей на спектральное поглощение света путем спрямления зигзагообразного распространения света в кювете (рис. 5).

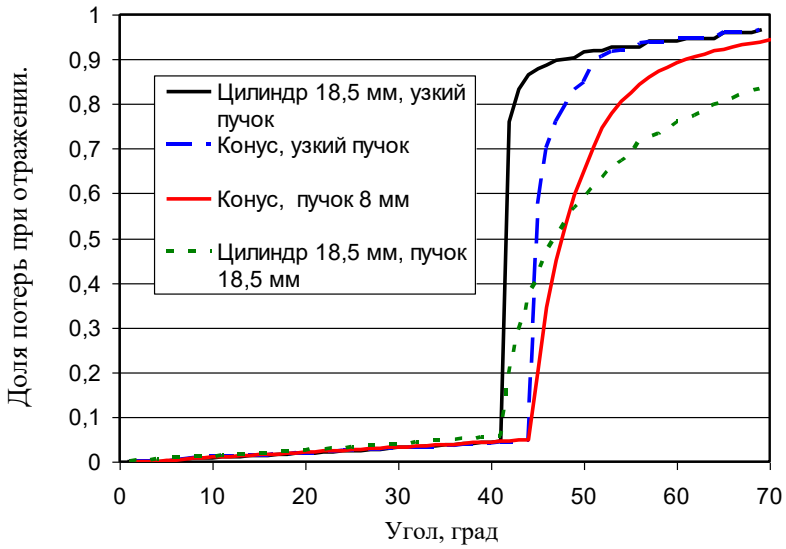


Р и с. 5. Коэффициент увеличения длины пути в зависимости от угла рассеяния для кювет в форме цилиндра и конусов с углами 6° и 12°
F i g. 5. Coefficient of a path length increase depending on the scattering angle for the cuvettes in the form of a cylinder and the cones with the angles 6 and 12°

В кварцевой конусной кювете область углов, в которых происходит полное внутреннее отражение рассеянных лучей, становится шире на половину угла конуса, т. е. при β = 3° в диапазоне 0–44,5°. Согласно выполненным оценкам, доля перенаправляемых к приемному коллектору рассеянных лучей увеличится почти на 1% для индикатрис рассеяния, характерных для морской воды.

Если пренебречь процессами отражения, преломления и пропускания света в тонком слое кварца, то можно утверждать, что вблизи приемного коллектора такое перенаправление происходит в основном в результате однократного отражения от стенки кюветы. Лучи, пришедшие на коллектор после двукратного отражения от одной части стенки к противоположной, имеют меньшую интенсивность вследствие сильной анизотропии индикатрисы рассеяния. От входа в кювету к коллектору рассеянные лучи будут распространяться по зигзагообразному пути от одной части стенки к противоположной путем многократного отражения по всей ее длине. Перенаправление рассеянных лучей в результате однократного и двукратного отражений в цилиндрической и конусной кювете происходит примерно одинаково, тогда как для многократных отражений есть существенная разница. В цилиндрической кювете распространение рассеянных лучей в результате многократного отражения происходит по равномерному зигзагообразному пути с одним и тем же шагом. Для больших углов рассеяния зигзагообразный путь становится настолько учащенным, что все лучи, достигшие поверхности раздела цилин-

дрической кюветы и не испытавшие полного внутреннего отражения, в конечном итоге выйдут за пределы кюветы в воздух и окажутся безвозвратно потерянными. В конусной же кювете распространение рассеянных лучей в результате многократных отражений от стенок происходит по расширяющемуся зигзагообразному пути с постепенно увеличивающимся шагом. Соответственно, рассеянные лучи испытывают меньшее число отражений, и поэтому меньше теряется фотонов при взаимодействиях со стенками конической кюветы, как это наглядно видно из данных расчета на рис. 6.



Р и с. 6. Доля потерь света в различных формах кварцевой кюветы и светового пучка. Расчеты проведены для случая полного внутреннего отражения от границы раздела вода – воздух при условии, что при отражении теряется еще 2% световой энергии

F i g. 6. Proportion of light losses in different forms of a quartz cuvette and a light beam. Calculations were carried out for the case of total internal reflection from the water – air interface, provided that another 2% of light energy is lost during reflection

Из рисунка видно, что в приборе с центральным узким пучком доля энергии, вышедшей из измерительной системы, имеет характерный ступенчатый вид. Это объясняется резким уменьшением коэффициента отражения Френеля после прохождения угла полного внутреннего отражения. В приборе с широким пучком появляется сильная зависимость угла отражения от азимута. Так, например, при зенитном и азимутальном углах рассеяния, равных 90°, и при приближении точки рассеяния к поверхности кюветы рассеянный свет будет распространяться в направлении, близком к касательной к поверхности, что приводит к зеркальному отражению света. Поэтому потери света в результате преломления луча на стенках кюветы и выхода за пределы измерительной области увеличиваются более медленно. По-видимому, авторы работы [19] не учитывали азимутальную зависимость угла отражения, о чем свидетельствует сопоставление рис. 6 с результатами расчетов, приведенных в указанной работе.

Таким образом, конусная кювета позволяет собрать на приемном коллекторе больше рассеянных лучей по сравнению с цилиндрической за счет более эффективного перенаправления этих лучей от места рассеяния света в среде до коллектора. При расчетах с использованием индикатрис Петцольда [1] для рассеянных лучей в области углов 0–44,5° эта доля изменяется в пределах 88–95% со средним значением 93%.

Оставшиеся лучи с углами рассеяния в диапазоне 44,5–90° на внешней границе раздела кварц – воздух разделяются на два потока. В соответствии с законом Френеля часть рассеянных лучей выходит в пространство между кюветой и зеркальным конусом, а другая, отразившись от стенки, возвращается обратно в среду. Как было отмечено выше, в применяемых в настоящее время методах (*reflective-tube absorption meter*) эти лучи безвозвратно теряются и их потери приходится учитывать введением коррекции с помощью теоретического моделирования. Хотя суммарная доля этих лучей относительно невелика и составляет 5–12% от общего рассеяния света, их неучет может привести в отдельных случаях к большим ошибкам в определении поглощения света в море. Поэтому важно, чтобы вышедшие из кюветы рассеянные лучи так же, как и лучи, распространяющиеся внутри кюветы, по возможности без потерь достигали коллектора. Рассеянные лучи, вышедшие из водной среды, распространяются в воздушном пространстве между конусной кварцевой кюветой и конусным зеркальным отражателем. Перенаправление этих лучей к коллектору происходит либо за счет того, что свет из кварцевой кюветы в воздух выходит под бóльшим углом, чем в воде, либо в результате многократного отражения его от внешнего зеркального конуса.

Заключение

При распространении света в море процессы его рассеяния значительно преобладают над поглощением в водах высокой прозрачности в спектральном окне, обеспечивающем максимальное проникновение света в толщу. Это свидетельствует о том, что морская вода является слабо поглощающей светорассеивающей средой, в которой определение поглощения света зависит в основном от того, насколько эффективно на приемном устройстве собирается не только тот свет, который прошел определенное расстояние в среде после поглощения, но и весь рассеянный на этом пути свет. Предложено решение этой задачи путем применения нового способа определения спектрального поглощения света в конической кювете из кварцевого стекла, помещенной соосно внутри внешнего зеркального конуса. Расчетами геометрии хода лучей показано, что конусная кювета позволяет собрать на приемном коллекторе до 90% рассеянных лучей за счет их более эффективного перенаправления от места рассеяния света в среде до коллектора. Еще ~ 8% рассеянных под большими углами лучей удается собрать на приемном коллекторе за счет перенаправления по воздуху внешним зеркальным конусным отражателем. Сочетание конусной кварцевой кюветы и внешнего зеркального конуса в новом способе позволило собрать в приемнике практически все рассеян-

[1] *Petzold T. J.* Volume scattering functions for selected ocean waters : final report. Warminster, Pennsylvania : Naval Air Development Center, 1972. 82 p.

ные в слабо поглощающей среде лучи (тогда как в цилиндрической – только 75–85%) и тем самым не только исключить их сильное влияние на определение поглощения света в море, но и отказаться от необходимости проводить коррекцию данных путем теоретического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gordon H. R.*, *Morel A. Y.* Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review. New York : Springer, 1983. 114 p. (Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies ; vol. 4). https://doi.org/10.1007/978-1-4684-6280-7
2. *Левин И. М.*, *Копелевич О. В.* Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 374–379. EDN IAFSKX.
3. *Smith R. C.*, *Baker K. S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // Applied Optics. 1981. Vol. 20, iss. 2. P. 177–184. https://doi.org/10.1364/AO.20.000177
4. Hyperspectral absorption coefficient of “pure” seawater in the range of 350–550 nm inverted from remote sensing reflectance / Z. Lee [et al.] // Applied Optics. 2015. Vol. 54, iss. 3. P. 546–558. https://doi.org/10.1364/AO.54.000546
5. *Pope R. M.*, *Fry E. S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // Applied Optics. 1997. Vol. 36, iss. 33. P. 8710–8723. https://doi.org/10.1364/AO.36.008710
6. *Fry E. S.*, *Kattavar G. W.*, *Pope R. M.* Integrating cavity absorption meter // Applied Optics. 1992. Vol. 31, iss. 12. P. 2055–2065. https://doi.org/10.1364/AO.31.002055
7. *Merzlyak M. N.*, *Naqvi K. R.* On recording the true absorption spectrum and the scattering spectrum of a turbid sample: application to cell suspensions of the cyanobacterium *Anabaena variabilis* // Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology. 2000. Vol. 58, iss. 2–3. P. 123–129. https://doi.org/10.1016/S1011-1344(00)00114-7
8. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей, цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы / С. И. Погосян [и др.] // Океанология. 2009. Т. 49, № 6. С. 934–939. EDN KYGBVR.
9. Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы / Д. И. Глуховец [и др.] // Светотехника. 2017. № 5. С. 39–43. EDN ZWJQAH.
10. *Clarke G. L.*, *James H. R.* Laboratory analysis of the selective absorption of light by sea water // Journal of the Optical Society of America. 1939. Vol. 29, iss. 2. P. 43–55. https://doi.org/10.1364/JOSA.29.000043
11. *Ronald J., Zaneveld V.*, *Bartz R.* Beam attenuation and absorption meters // Proceedings SPIE. SPIE, 1984. Vol. 489 : Ocean Optics VII. P. 318–324. https://doi.org/10.1117/12.943318
12. *Zaneveld J. R. V.*, *Kitchen J. C.*, *Moore C. C.* Scattering error correction of reflecting-tube absorption meters // Proceedings SPIE. SPIE, 1994. Vol. 2258 : Ocean Optics XII. P. 44–55. https://doi.org/10.1117/12.190095
13. *Zaneveld J. R. V.*, *Bartz R.*, *Kitchen J. C.* Reflective-tube absorption meter // Proceedings SPIE. SPIE, 1990. Vol. 1302 : Ocean Optics X. P. 124–136. https://doi.org/10.1117/12.21439
14. Analysis of in-situ spectral absorption meter data / J. R. V. Zaneveld [et al.] // Proceedings SPIE. SPIE, 1992. Vol. 1750 : Ocean Optics XI. P. 187–200. https://doi.org/10.1117/12.140649
15. *Jonasz M., Fournier G. R.* Light scattering by particles in water. Theoretical and Experimental Foundations. Amsterdam : Academic Press, 2007. 704 p. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-388751-1.X5000-5

16. *Маньковский В. И.*, *Маньковская Е. В.* Пространственная изменчивость оптических характеристик вод в южной части Средиземного моря в весенний период (май 1998 года) // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 53–65. EDN AJGHTJ. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-53-65

17. WET labs AC-9: field calibration protocol, deployment techniques, data processing, and design improvements / C. C. Moore [et al.] // Proceedings SPIE. SPIE, 1997. Vol. 2963 : Ocean Optics XIII. P. 725–730. https://doi.org/10.1117/12.266391

18. *Röttgers R.*, *McKee D.*, *Woźniak S. B.* Evaluation of scatter corrections for ac-9 absorption measurements in coastal water // Methods in Oceanography. 2013. Vol. 7. P. 21–39. https://doi.org/10.1016/j.mio.2013.11.001

19. Evaluation and improvement of an iterative scattering correction scheme for in situ absorption and attenuation measurements / D. McKee [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2013. Vol. 30, iss. 7. P. 1527–1541. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00150.1

Об авторах:

Ли Михаил Ен Гон, главный научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **ORCID ID: 0000-0002-2292-1877**, **ResearcherID (WOS): R-4344-2018**, **Scopus Author ID: 56142710400**, **SPIN-код: 2479-6915**, michael.lee.mhi@gmail.com

Шибанов Евгений Борисович, ведущий научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, **ORCID ID: 0000-0001-7943-305X**, **ResearcherID: ABB-9097-2021**, **Scopus Author ID: 6507075380**, **SPIN-код: 9906-9983**, e-shybanov@mail.ru

Научная статья

УДК 551.583.1: 551.46.06 (265)
EDN: TEOSTA

Межгодовые изменения солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла

И. Д. Ростов ✉, Е. В. Дмитриева

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

Поступила в редакцию 05.07.2023; одобрена после рецензирования 26.12.2023; принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Определить тенденции и региональные особенности межгодовых изменений солености и солесодержания в верхнем 1000-метровом слое внетропической зоны северо-западной части Тихого океана и дать анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за два последних десятилетия современного периода глобального потепления – цель настоящей работы.
Методы и результаты. Использовались данные климатических массивов *NOAA* по солености и скорости течений системы усвоения океанографических наблюдений *GODAS* (*NCEP Global Ocean Data Assimilation System*) в узлах регулярной сетки 0,3° × 1° на 31 горизонте за период 2000–2022 гг., ряды климатических индексов с сайтов *NOAA* и срочных наблюдений солености на прибрежных гидрометеостанциях Росгидромета. Также были взяты среднемесячные данные реанализа *ERA5* по величинам осадков (*Reanalysis Data ERA5 monthly 2d Surface*) и испарения с подстилающей поверхности (*WHOI OAFlux version3 monthly evapr oaflux*) с сервера *ERDDAP* доступа к океанографическим данным *NOAA*. В ходе анализа применялись методы кластерного, корреляционного, регрессионного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций. Проведенные исследования позволили выявить и охарактеризовать региональные пространственно-временные особенности ускоренных изменений солености и солесодержания в толще вод верхних 1000 м исследуемого района в условиях современной фазы потепления, сопровождающегося интенсификацией глобального и местных гидрологических циклов. Дана оценка количественных характеристик отмеченных тенденций и их статистической значимости.
Выводы. В целом по акватории прослеживается тенденция постепенного уменьшения средних значений солености у поверхности и опреснения вод верхнего 1000-метрового слоя, которая сопровождалась приростом теплосодержания вод этого слоя на 3%.

Ключевые слова: северо-западная часть Тихого океана, внетропическая зона, климатические изменения, гидрологический цикл, соленость, солесодержание, тренды, региональные особенности, климатические индексы, корреляционные связи

Благодарности: работа выполнена в рамках Комплексной межведомственной программы «Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий» (Регистрационный номер НИОКТР 122012700198-9). Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать климатические данные, размещенные на сайтах *NOAA* и Росгидромета.

Для цитирования: *Ростов И. Д.*, *Дмитриева Е. В.* Межгодовые изменения солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 215–230. EDN TEOSTA.

Original article

Interannual Salinity Changes in the Upper 1000-Meter Layer of Extratropical Zone in the Northwestern Pacific Ocean under Conditions of the Intensification of Global Hydrological Cycle

I. D. Rostov ✉, E. V. Dmitrieva

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 determining the trends and the regional features of interannual changes in salinity and salt content in the upper 1000-m layer of extratropical zone in the northwestern Pacific Ocean, and at analyzing their possible cause-and-effect relations with large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere over the last two decades of the current period of global warming.
Methods and Results. The *NOAA* climate data sets on salinity and current velocity in the nodes of the 0.3 × 1º regular grid at 31 levels for 2000–2022, derived from the oceanographic observation system *GODAS (NCEP Global Ocean Data Assimilation System*), as well as the series both of climate indices from the NOAA websites and routine salinity observations performed at the Rosgidromet coastal hydrometeorological stations were used in the study. Besides, average monthly *ERA*5 reanalysis data on precipitation (*Reanalysis Data ERA*5 *monthly* 2*d Surface*) and evaporation from the underlying surface (*WHOI OAFlux version*3 *monthly evapr oaflux*) obtained from the *NOAA* Oceanographic Data Access *ERDDAP* server were also applied. The process of analyzing involved the methods of cluster, correlation and regression analysis, as well as the apparatus of empirical orthogonal functions. The conducted research made it possible to identify and characterize the regional spatial and temporal features of the accelerated changes in salinity and salt content in the upper 1000-m water column of the study area under conditions of the current warming phase accompanied by the intensification of global and local hydrological cycles. The quantitative characteristics of the noted trends and their statistical significance were assessed.
Conclusions. On the whole, over the water area under study there is a tendency towards a gradual decrease in average salinity near the sea surface and water desalination in the upper 1000-m layer, which is accompanied by an increase of water heat content in this layer by 3 %.

Keywords: northwestern part of the Pacific Ocean, extratropical zone, climate changes, hydrological cycle, salinity, salt content, trends, regional features, climate indices, correlations

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the Comprehensive Interdepartmental Program "Ecological Safety of Kamchatka: Study and Monitoring of Hazardous Natural Phenomena and Human Impacts" (Registration number of NIOKTR 122012700198-9). The authors are grateful to the developers for the opportunity to use the climatic data posted on the *NOAA* and Rosgidromet websites.

For citation: Rostov, I.D. and Dmitrieva, E.V., 2024. Interannual Salinity Changes in the Upper 1000-Meter Layer of Extratropical Zone in the Northwestern Pacific Ocean under Conditions of the Intensification of Global Hydrological Cycle. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 194-207.

Введение

В условиях ускоряющегося глобального потепления атмосферы и океана [1–3] современные изменения климата включают интенсификацию глобального круговорота воды (гидрологического цикла), значительные межгодовые колебания солености и обострение пространственных контрастов изменений солености на поверхности океана (СПО) и в толще его вод в масштабах от регионального до глобального [1, 2, 4, 5–8, 9]. При этом СПО является одним из важных компонентов, определяющих циркуляцию океана, и основным показателем гидрологического цикла [6]. Крупномасштабное увлажнение и потепление атмосферы (как реакция на увеличение количества парниковых газов и водяного пара в атмосфере) усиливают комбинированное воздействие широкого круга процессов – составляющих водно-солевого баланса – на формирование аномалий СПО и трехмерных пространственных структур поля солености [6, 10]. Интенсификация этих процессов сопровождается возрастанием солености в районах с преобладанием испарения над осадками и распреснением в районах с преобладанием осадков [1, 3, 11, 12].

Так, в период 1970–2005 гг. поверхностные воды субтропических областей океана стали более солеными (~ +3 %), а тропических и высокоширотных областей – более пресными (~ –7 %), что соответствует общему увеличению притока пресной воды [4, 6] и приводит к ускоренным галостерическим изменениям уровня океана [8]. Как отмечалось ранее [2, 11], поле солености отражает крупномасштабный долговременный баланс между различными компонентами поверхностного потока пресной воды и процессами горизонтальной адвекции и перемешивания в океане. Соответствующий отклик на изменения гидрологического цикла отличается значительной пространственно-временной неоднородностью и прослеживается в виде трендов солености и солесодержания как на поверхности, так и в толще вод океанов и морей [2, 3, 13]. В глобальном масштабе в период 1970–2005 гг. наблюдались общие тенденции повышения солености верхнего слоя океана, которое было наибольшим в области максимума солености на глубине 100 м, и снижения солености в слое 600–1000 м промежуточного минимума солености [3, 6, 14]. В бассейне Тихого океана верхний 1500-метровый слой в целом опреснялся [3]. Вместе с тем региональные особенности и трехмерные пространственные структуры изменчивости солености и солесодержания различных слоев толщи вод океана в условиях современной фазы глобального потепления и соответствующих изменений гидрологического цикла остаются недооцененными и требуют дальнейшего анализа.

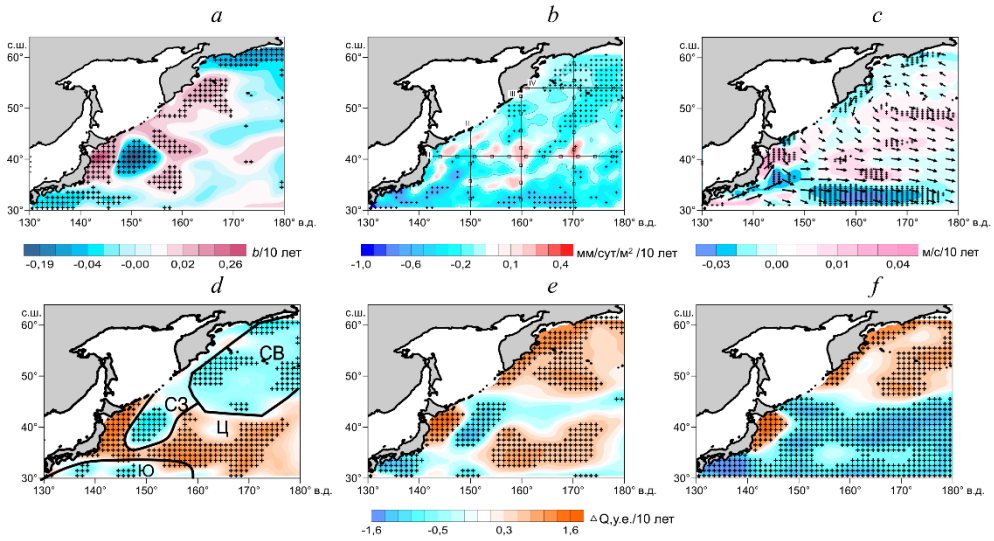
Цель настоящей работы – определение пространственно-временных особенностей межгодовых изменений солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в начале XXI столетия.

Данные и методы

Использовались данные по солености и скорости течений системы усвоения океанографических наблюдений *GODAS* в узлах сетки 0,3° × 1° с сайта URL: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html за период 2000–

2022 гг. и данные срочных наблюдений солености на прибрежных гидрометеостанциях (ГМС) и постах Росгидромета у восточного побережья Камчатки с сайта URL: http://portal.esimo.ru/portal/. Также были использованы среднемесячные данные по количеству осадков (*P*) реанализа *ERA5* на сетке 0,25° × 0,25° с сайта URL: http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_d124_2bb9_c935.html и по испарению (*E*) с подстилающей поверхности *WHOI OAFlux version3* на сетке 1° × 1° с сайта URL: http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_6b5a_df06_3eeb.html?page=1. По этим данным рассчитывалось значение разности *E-P* в узлах одноградусной сетки.

Также были взяты данные реанализа полей давления, ветра и ряды климатических (циркуляционных) индексов (КИ) [15]: *NP*, *NPGO*, *PDO*, *SOI*, *PTW*, *IPO*, *WP*, *NINO.WEST* и *WPWP* за те же годы. Перечисленные данные были получены с сайтов *NOAA* https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html и https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/. Кроме того, рассчитывался композитный индекс Куросио (*KE* [16]), синтезирующий различные показатели низкочастотной динамики вод в области продолжения (расширения) этого течения (31–36° с. ш., 140–165° в. д.), тесно связанные с характеристиками ветрового режима северо-западной части Тихого океана.



Р и с. 1. Тренды среднегодовой солености на горизонте 5 м (*a*); тренды среднегодовых значений разности испарение-осадки (*b*); течения (стрелки) и тренды скорости течений (выделены цветом) на горизонте 5 м по данным *GODAS* (*c*); тренды нормализованных значений солесодержания в слоях 5–200 м (*d*), 200–460 м (*e*) и 460–950 м (*f*) в 2000–2022 гг. Здесь и на других рисунках крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. На фрагменте *b* показано расположение разрезов (I, II, III, IV, V), на фрагменте *d* – выделенных районов (СВ, СЗ, Ц, Ю)

F i g. 1. Trends in mean annual salinity at the 5 m level (*a*), trends in mean annual evaporation-precipitation differences (*b*), currents (arrows) and current velocity trends (highlighted in color) at the 5 m level based on the *GODAS* data (*c*), trends in the normalized salt content values in the 5–200 m (*d*), 200–460 m (*e*), and 460–950 m (*f*) layers in 2000–2022. Here and in other figures, crosses indicate the areas where the estimates are statistically significant (95 %). Fig. 1, *b* shows the section (I, II, III, IV and V) locations, and Fig. 1, *d* – the selected regions (NE, NW, C and S)

Проводился расчет статистик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты (*PC*) ЭОФ по единой методике [15]. Также по данным *GODAS* по солености на 31 горизонте (верхний горизонт 5 м) были рассчитаны значения солесодержания (Qs) и их аномалий (ΔQs) в различных слоях от поверхности до глубины 1000 м согласно уравнению, приведенному в работе [13, с. 3520].

По данным о межгодовой изменчивости солесодержания верхнего слоя моря 5–200 м методами кластерного анализа по трем главным компонентам ЭОФ выделены четыре обособленных района, расположенных в различных частях акватории: северо-восточный (СВ), северо-западный (СЗ), центральный (Ц) и южный (Ю) (рис. 1, *d*). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в пределах акваторий этих районов рассчитывался многолетний ход солености на каждом из 31 горизонта и солесодержания в отдельных слоях: верхнем (5–200 м), промежуточном (200–460 м) и глубинном (460–950 м).

Особенности межгодовой пространственно-временной изменчивости характеристик поля солености

Расположение выделенных районов (рис. 1, *d*) согласуется с положением структурных зон, фронтальных границ и схемой основных приповерхностных течений [17, 18] и отличается от районирования поля термических характеристик [19]. Локализация северо-восточного района (СВ), в котором располагается субарктическая структура вод, соответствует расположению западного субарктического круговорота. В границах северо-западного района (СЗ) прослеживаются Восточно-Камчатское, Курильское (Ойясио) течения и истоки Субарктического течения. Положение центрального района (Ц) соответствует области смешения субарктических и субтропических вод, в которой образуется множество обособленных мезомасштабных особенностей и океанографических структур. В южном районе (Ю) располагается зона Продолжения (расширения) Куросио [17, 18].

В среднем по региону в исследуемый период в межгодовом ходе наблюдалась тенденция постепенного уменьшения средней солености на приповерхностном горизонте 5 м от максимального значения 33,82 в 2004 г. до минимального 33,75 в 2018 г. По данным Японского метеорологического агентства сайта URL: https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/elnino/ensoevents.html, в период с осени 2017 г. по весну 2018 г. в тропической зоне Тихого океана была выражена фаза Ла-Нинья, которая сопровождалась ростом температуры воды и воздуха в западном секторе этой зоны, развитием восходящих конвективных движений в атмосфере, ее увлажнением и уменьшением СПО [1]. Значимые тренды среднегодовой солености обоих знаков (до ± 0,2–0,3 за 10 лет) на подповерхностном горизонте наблюдались во всех выделенных районах, но главным образом – в северной и юго-западной частях рассматриваемой акватории (рис. 1, *a*). По данным наблюдений на трех прибрежных ГМС, расположенных у юго-восточного побережья Камчатки (Оссора, Никольское и Петропавловск-Камчатский), с 1999 г. на этих станциях отмечались положительные тренды межгодовых изменений солености. Отдельные области с максимальными положительными и отрицательными трендами солености (рис. 1, *a*) оставались

хорошо выраженными на всей акватории как в теплый, так и в холодный период года.

Как отмечалось выше, формирование крупномасштабных пространственно-временных особенностей поля солености происходит при меняющихся метеоусловиях, воздействии испарения, осадков и других компонентов водно-солевого баланса под влиянием адвекции и процессов вертикального перемешивания.

В первые десятилетия текущего столетия наблюдались статистически значимые тренды увеличения среднегодового количества осадков (тренд 0,3–0,5 мм/сут/м^2 за 10 лет), главным образом в северной части акватории региона, к северу от 40–45° с. ш., с максимальным значением в холодный период года (тренд 0,5–1,0 мм/сут/м^2 за 10 лет). При этом в юго-западной части акватории, южнее 40° с. ш., в теплый период были выражены отрицательные тренды количества осадков (от –0,3 до –0,9 мм/сут/м^2 за 10 лет). В теплый период года значимые тренды осадков обоих знаков практически отсутствовали. Следует отметить, что аналогичные оценки количества осадков по данным сайта https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cmap.html на сетке 2,5° × 2,5° несколько отличаются от вышеприведенных значительно меньшей выраженностью положительных трендов.

В межгодовом ходе статистически значимые положительные тренды среднегодовых значений испарения выражены в границах северо-восточного и северо-западного районов, отрицательные – преимущественно в центральном и южном районах. Пространственное распределение трендов разности испарение-осадки (*E-P*) демонстрирует преобладающий характер осадков на большей части акватории (рис. 1, *b*), что соответствует глобальным тенденциям гидрологического цикла в средних и высоких широтах Северного полушария [6, 14], но плохо согласуется с распределением трендов солености (рис. 1, *a*). Как отмечалось ранее [11], в отличие от многолетних изменений характеристик солености и увлажнения поверхности океана в глобальном масштабе [3] в средних и высоких широтах тенденции пространственных изменений разности *E-P* могут не совпадать с соответствующими региональными тенденциями изменений солености, поскольку динамика океана и местные факторы также могут играть контролирующую роль в изменениях поля солености на поверхности и в толще вод океана, обеспечивая ее региональный баланс [14]. К одному из таких факторов можно отнести влияние процессов образования и разрушения ледового покрова, обычно выраженное в сезонном ходе солености. Вместе с тем анализ не показал наличие статистически значимых линейных трендов в многолетних распределениях ледовитости Берингова моря. Только в последние годы после суровой зимы 2011–2012 гг. наблюдалось ее резкое снижение [20]. Роль пространственно-временной изменчивости отдельных компонентов водно-солевого баланса, как и динамики океана (рис. 1, *c*), в формировании аномалий поля солености будет рассмотрена ниже с привлечение методов корреляционного и регрессионного анализа.

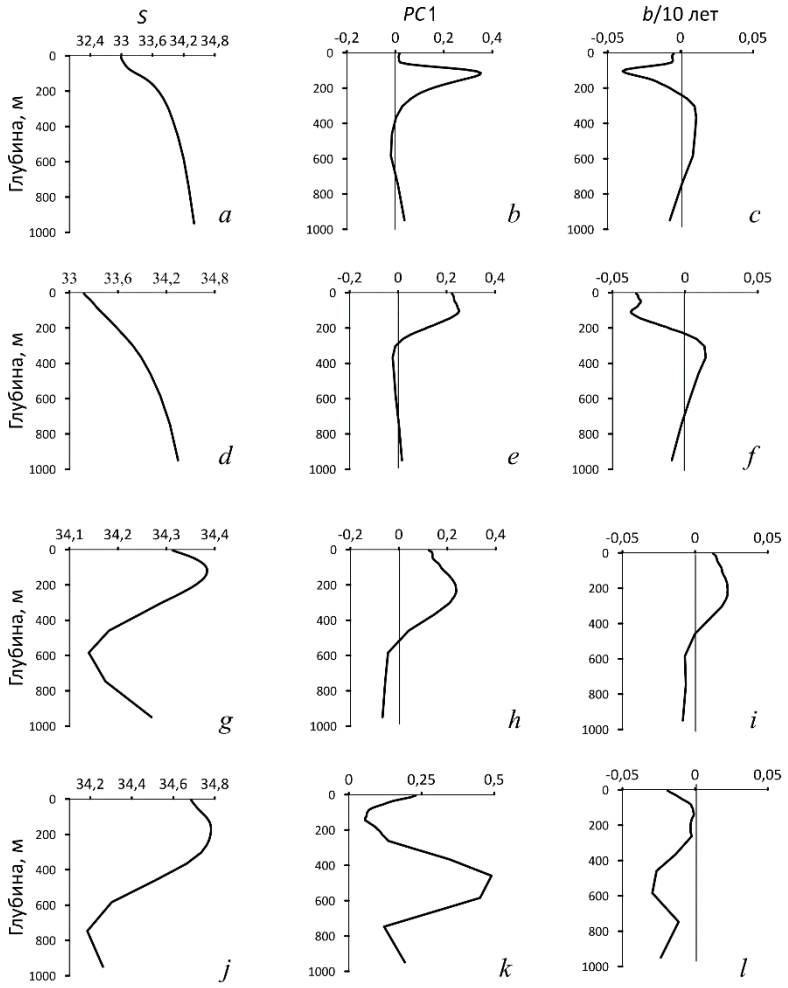
Схемы пространственных особенностей межгодовых изменений трендов солесодержания (*Qs*) верхнего, промежуточного и глубинного слоев значительно различаются между собой (рис. 1, *d* – *f*). Если в верхнем слое тренды

распреснения вод выражены только в границах северо-восточного, северо-западного и южного районов, а осолонения – в центральном, то с увеличением глубины эта схема полностью перестраивается. В пределах промежуточного и глубинного слоев северо-западной части Берингова моря и прилегающей акватории формируются обширные области роста солесодержания, а в глубинном слое, на большей части расположенном к югу от 45° с. ш., – области ускоренного распреснения вод, обусловленного увеличением притока более пресной воды в этой широтной полосе [6]. При этом в западной части тропической зоны Тихого океана, наряду с тенденциями усиления выноса тепла и водяного пара в умеренные широты [1, 21, 22], преобладали условия превышения осадков над испарением, а, начиная с середины 1990-х годов, в западной части субтропического круговорота, в области Куросио и северной части Филиппинского моря, отмечалось быстрое распреснение верхнего 800-метрового слоя в области главного галоклина [23], что прослеживается на рис. 1, *a*, *d* – *f* в области Куросио и его продолжения [17, 18]. Отмеченные тенденции уменьшения солености и солесодержания глубинного слоя в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла согласуются и с результатами других исследователей [3, 6, 14]. Схемы пространственного распределения трендов солесодержания верхнего и промежуточного слоев в теплый и холодный периоды года не показывают заметных различий.

Интересной особенностью распределения трендов солености у поверхности и солесодержания всей толщи вод является локализация области их статистически значимых положительных величин в районе, расположенном к юго-востоку от о. Хоккайдо и прилегающем к Сангарскому проливу (рис. 1, *a*, *d* – *f*). Как отмечалось ранее [19], эта область с положительными трендами теплосодержания и солесодержания сформировалась в результате усиления водообмена с прилегающими районами восточной части Японского моря (рис. 1, *c*). Другой особенностью является область с максимальными отрицательными трендами этих величин, расположенная восточнее, с центром в районе 40–45° с. ш., 150° в. д., в зоне конвергенции распресненных вод Курильского и Субарктического течений [18]. Эти особенности распределения отрицательных трендов солености и солесодержания прослеживаются в пределах всего 1000-метрового слоя и могут быть связаны с воздействием поля ветра [14] и интенсификацией мезомасштабных «курильских» антициклонических вихрей [24], содержащих холодную и опресненную воду из Охотского моря [19, 25]. В двух упомянутых районах четко выражены максимальные для всего региона значения стандартного отклонения межгодовых колебаний солесодержания в слое 5–200 м. Главные особенности пространственной структуры трендов солесодержания верхнего и промежуточного слоев (рис. 1, *d*, *e*) хорошо согласуются со схемой распределения коэффициентов первой моды ЭОФ1 разложения аномалий *Qs*, что дает возможность использования главного компонента (*PC*1) этого способа параметризации колебаний *Qs* этих слоев для установления корреляционных связей с различными климатическими параметрами.

Межгодовая изменчивость вертикальной структуры солености верхнего 1000-метрового слоя

По данным *GODAS* в пределах акваторий выделенных районов были получены средние профили вертикального распределения солености за каждый год и средний профиль для всего периода 2000–2022 гг. Также был проведен анализ вертикального распределения трендов среднегодовой солености на различных горизонтах и главного компонента *PC*1 ЭОФ для совокупности профилей (рис. 2). Анализ полученных результатов позволил обнаружить более сложную картину по сравнению с той, которая наблюдается в изменчивости этих характеристик, осредненных по всему бассейну океана [1, 3, 6, 9, 14] и подверженных сильным сезонным колебаниям [11].



Р и с. 2. Обобщенные кривые вертикального распределения солености (*a*, *d*, *g*, *j*), главного компонента *PC*1 ЭОФ аномалий солености (*b*, *e*, *h*, *k*) и тренда *b* солености на различных горизонтах (*c*, *f*, *i*, *l*) за 2000–2022 гг. Сверху вниз: районы СВ, СЗ, Ц, Ю согласно рис. 1, *d*

Fig. 2. Generalized curves of vertical distribution of salinity (*a, d, g, j*), main component *PC*1 of the EOF of salinity anomalies (*b, e, h, k*) and salinity trend (*b*) at different levels (*c, f, i, l*) for 2000–2022. From top to bottom: the NE, NW, C and S areas according to Fig. 1, *d*

Сглаженные в результате пространственного осреднения особенности вертикальной структуры солености в области распространения субарктических вод (районы СВ и СЗ) характеризуются монотонным увеличением солености с глубиной во всем верхнем 1000-метровом слое (рис. 2, *a*, *d*). В зоне смешения субарктических и субтропических вод и Продолжения Куросио (районы Ц и Ю) ниже верхнего галоклина расположены слои максимума и минимума солености с ядрами на глубинах ~ 200 м и ~ 600–800 м соответственно (рис. 2, *g*, *j*). Эти слои идентифицируются как субтропические воды и промежуточные воды северной части Тихого океана с соленостью ~34,4–34,8 и 34,0–34,3 [26]. Кривые *PC*1 (*z*) (рис. 2, *b*, *e*, *h*, *k*) характеризуют амплитудную структуру колебаний солености на различных горизонтах и примерно соответствуют вертикальному распределению значений диапазона ее изменений в межгодовом ходе (до 0,11–0,20) и вертикальному распределению трендов солености *b*(*z*). Коэффициент корреляции (*R*) колебаний *PC*1 (*z*) и *b*(*z*) составляет ±0,9. В целом на главный компонент *PC*1 (*S*) в исследуемых районах приходится от 53 % (район Ю) до 82–90 % (другие районы) общей дисперсии солености на различных горизонтах. Особенности вертикальной структуры трендов солености формируются в результате взаимодействия широкого круга разномасштабных процессов на поверхности океана, адвекции и вертикального перемешивания. Однако в отличие от характеристик вертикальной амплитудной структуры колебаний температуры в исследуемом районе [19] максимальные значения на кривых *PC*1 (*S*) наблюдаются не только в верхней части деятельного слоя (рис. 2, *b*, *e*), но и в нижележащих слоях толщи вод (рис. 2, *h*, *k*).

Анализ межгодовых трендов статистически значимых изменений вертикальной структуры солености показал, что максимальное опреснение происходило в верхнем галоклине (–0,04 за 10 лет) в районах СВ и СЗ (рис. 2, *c*, *f*) и в слое минимума солености (–0,03 за 10 лет) в районе Ю (рис. 2, *l*). Наибольшее осолонение (0,02 за 10 лет) наблюдалось в верхнем слое максимума солености, в центральном районе (рис. 2, *i*). Эти тенденции проявляются и в соответствующих изменениях оценок трендов солесодержания в различных слоях исследуемых районов (табл. 1; рис. 1, *d* – *f*).

Таблица 1
Table 1

Оценки линейного тренда солесодержания (*Qs*, кг·м$^{-2}$/10 лет) в различных слоях толщи вод выделенных районов и всей акватории в период 2000–2022 гг.
Estimates of the linear trend of salt content (*Qs*, kg·m^{-2}/10 years) in various layers of water column in the identified areas and the entire water area in 2000–2022

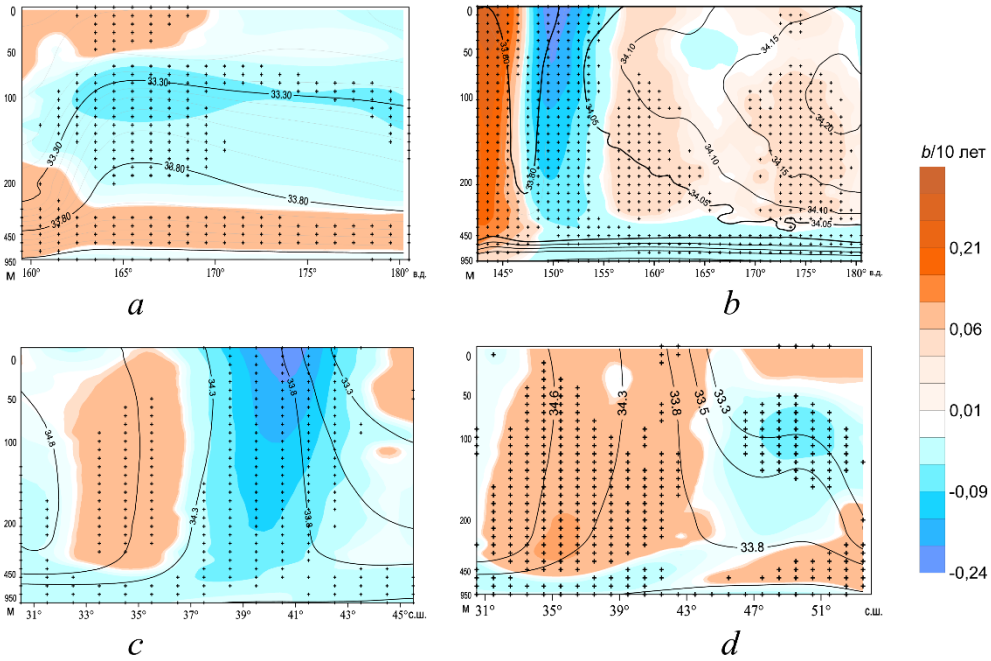
Район / Region	Границы слоя, м / Layer boundaries, m			
	5–200	200–460	460–950	5–950
СВ / NE	**–3,59**	**1,90**	**1,30**	–0,13
СЗ / NW	**–5,89**	**2,36**	–0,27	–1,26
Ц / C	**3,71**	**3,50**	**–3,03**	**1,39**
Ю / S	–0,91	–2,32	**–9,76**	**–4,33**
Среднее по акватории / Average over the whole water area	**–1,67**	**1,36**	**–2,94**	**–1,08**

Примечание. Здесь и в табл. 2 полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

Note. Here and in table 2, statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold.

Согласно данным табл. 1, за первые десятилетия XXI в. в пределах всей исследуемой акватории в целом происходило опреснение верхнего и нижнего слоев и осолонение промежуточного, которое сопровождалось уменьшением солесодержания всей 1000-метровой толщи вод. Как отмечалось ранее [19], наблюдался прирост теплосодержания вод толщи в этом слое на статистически значимые 3%.

Пространственные особенности вертикальной структуры толщи вод с различными значениями трендов распреснения и осолонения выражены на зональных и меридиональных разрезах, пересекающих акваторию (рис. 3).



Р и с. 3. Совмещенное вертикальное распределение солености (сплошные линии) и трендов солености (выделены цветом) на зональных разрезах IV по 53° с. ш. (*a*), I по 40° с. ш. (*b*) и на меридиональных разрезах II по 150° в. д. (*c*), III по 160° в. д. (*d*) в период 2000–2022 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1, *b*

F I g. 3. Combined vertical distribution of salinity (solid lines) and salinity trends (highlighted in color) on zonal sections IV at 53° N (*a*) and I at 40° N (*b*), and on meridional sections II at 150° E (*c*) and III at 160° E (*d*) in 2000–2022. Section locations are shown in Fig. 1, *b*

На всех разрезах в поле изохалин выделяются отмеченные выше особенности стратификации – слои (водные массы) повышенной и пониженной солености, связанные с источниками их происхождения. На северном зональном разрезе IV (рис. 3, *a*) область максимальных статистически значимых отрицательных трендов солености прослеживается в слое 100–400 м – в зоне наибольших горизонтальных градиентов солености на западной границе субарктического круговорота и Восточно-Камчатского течения [11, 18]. В нижележащей толще вод всего разреза и в приповерхностном слое западной части этого раз-

реза выражены значимые положительные градиенты солености, что соответствует рис. 1. На зональном разрезе I (рис. 1, *b*) вертикальная структура поля солености и ее трендов полностью перестраивается. Одна зона распреснения с наибольшими отрицательными трендами солености располагается в южной части выделенного района СЗ (148°–155° в. д.) – зоне конвергенции распресненных вод Курильского и Субарктического течений – и охватывает всю толщу вод верхнего 1000-метрового слоя. Как отмечалось выше, к западу от этой зоны выражена область с максимальными положительными трендами солености и теплосодержания, сформировавшаяся в результате усиления водообмена с прилегающими районами восточной части Японского моря через Сангарский пролив. Другая зона распреснения прослеживается в глубинном слое 460–1000 м на всем протяжении разреза I восточнее 148° в. д.

На меридиональном разрезе II (рис. 3, *c*), расположенном в западной части исследуемой акватории, также хорошо выражена зона распреснения с наибольшими отрицательными трендами солености между 37–42° с. ш. Однако на разрезах III (рис. 3, *d*) и V, расположенных восточнее разреза II, объем толщи вод (за исключением глубинного слоя распресненных субарктических вод), в которой наблюдаются статистически значимые отрицательные тренды солености, постепенно уменьшается, а объем толщи вод с положительными трендами увеличивается.

Корреляционные связи межгодовых изменений характеристик поля солености с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

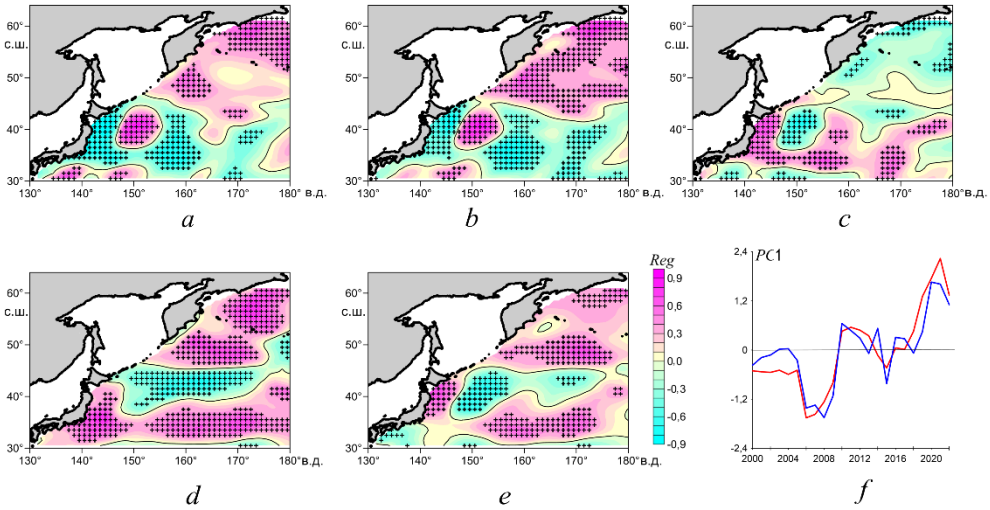
Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ межгодовых вариаций временных рядов солесодержания и временных коэффициентов (*PC*1) первой моды ЭОФ разложения аномалий *Qs* в верхнем и промежуточном слоях толщи вод – с колебаниями климатических индексов и других показателей, характеризующих как динамику климатической системы атмосферы и океана, так и режим увлажнения в исследуемом районе. Корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания *Qs* в слоях 5–200 и 200–460 м (в целом по региону) с различными климатическими переменными наиболее выражены со следующими параметрами: индексами *NPGO* (с временным лагом 1 год), *KE*, *WPWP*, второй модой *PC*2 ЭОФ колебаний значений испарение-осадки (*E-P*) и первой модой колебаний аномалий геопотенциала изобарической поверхности $AT_{500} - PC1(\Delta H_{500})$ (табл. 2).

В исследуемый период в межгодовой изменчивости этих переменных (кроме *KE*) присутствовали значимые тренды различного знака. Карты пространственного распределения коэффициентов регрессии (рис. 4) дают наглядное представление о характере пространственных особенностей и тесноте корреляционных связей между изменениями солесодержания и важнейшими из климатических параметров в различных районах, отражающих как региональные процессы и межбассейновое взаимодействие, так и удаленное воздействие циркуляции атмосферы и океана. Эти особенности хорошо согласуются со схемами распределения трендов солесодержания в верхнем и промежуточном слоях (рис. 1, *d*, *e*).

Таблица 2
Table 2

Коэффициенты корреляции среднегодовых значений солесодержания (*Qs*) в слоях 5–200 и 200–460 м с климатическими индексами для различных районов за 2000–2022 годы
Correlation coefficients of average annual salt content values (*Qs*) in the 5–200 m and 200–460 m layers with climatic indices for different regions in 2000–2022

Районы / Regions	Параметры / Parameter				
	NPGO	*KE*	*WPWP*	*PC*2(*E-P*)	*PC*1(ΔH_{500})
Слой 5–200 м / 5–200 m layer					
СВ / NE	0,4	0,2	–0,4	**0,6**	–0,3
СЗ / NW	**0,7**	–0,4	**0,6**	**0,7**	**–0,6**
Ц / C	**–0,7**	0,3	**0,6**	**–0,7**	**0,6**
Ю / S	0,4	0,2	–0,3	0,3	**–0,5**
Вся акватория / Whole water area	**0,7**	0,0	**–0,5**	**0,8**	**–0,6**
Слой 200–460 м / 200–460 m layer					
СВ / NE	–0,2	**0,6**	**0,5**	–0,2	0,4
СЗ / NW	–0,1	0,1	0,0	–0,2	0,0
Ц / C	–0,4	**0,6**	**0,5**	**–0,5**	0,4
Ю / S	0,0	0,3	–0,1	0,1	–0,1
Вся акватория / Whole water area	–0,3	**0,7**	0,4	–0,3	0,3



Р и с. 4. Коэффициенты линейной регрессии (*Reg*) колебаний *Qs* среднегодовых аномалий солесодержания слоя 5–200 м с *NPGO* (*a*), *PC*2(*E-P*) разности испарение-осадки (*b*) и *PC*1(ΔH_{500}) (*c*) в 2000–2022 гг. То же – для колебаний *Qs* слоя 200–600 м с *KE* (*d*) и *WPWP* (*e*); межгодовые изменения *PC*1(*Qs*) промежуточного слоя 200–460 м (красная кривая) и аппроксимирующая кривая уравнения множественной регрессии с различными климатическими индексами (синяя кривая) (*f*)
Fig. 4. Linear regression coefficients (*Reg*) of fluctuations *Qs* of the average annual salt content anomalies in the 5–200 m layer with *NPGO* (*a*), *PC*2(*E-P*) of evaporation-precipitation difference (*b*) and *PC*1(ΔH_{500}) (*c*) in 2000–2022. The same is for fluctuations *Qs* of the 200–600 m layer with *KE* (*d*) and *WPWP* (*e*); interannual changes in *PC*1(*Qs*) of the intermediate 200–460 m layer (red curve) and the fitting curve of the multiple regression equation with different climatic indices (blue curve) (*f*)

Выявленные связи характеризуют воздействие межгодовых изменений режима увлажнения на поверхности океана, адвекции и вертикального перемешивания, а соответствующие коэффициенты регрессии статистически значимы на большей части исследуемой акватории. Эти связи сложны и неоднозначны, а их характер в верхнем (рис. 4, *a* – *c*) и промежуточном (рис. 4, *d*, *e*) слоях существенно меняется с глубиной. Индекс *NPGO* отражает изменение интенсивности крупномасштабного северотихоокеанского циклонического круговорота, управляется изменчивостью положения и выраженности центров действия атмосферы и поля приземного ветра, связанного с колебанием давления на уровне моря в северной части Тихого океана, и оказывает удаленное и запаздывающее воздействие на систему течений Куросио-Ойясио и термические условия прилегающих районов окраинных морей западной части Тихого океана с некоторой фазовой задержкой [27].

Индекс *KE* является характеристикой низкочастотной изменчивости области расширения Куросио – одновременных изменений его широтного положения, переноса воды на восток, уровня кинетической энергии вихрей и силы южного рециркуляционного круговорота [16]. Индекс *WPWP* характеризует термическое состояние теплого тропического бассейна, расположенного в западной части экваториальной зоны Тихого океана [28]. Синхронные связи межгодовых колебания этих индексов статистически значимы (R = 0,5). Индекс $PC2(E\text{-}P)$ характеризует современные изменения потока пресной воды на поверхности моря или режим увлажнения, а $PC1(\Delta H_{500})$ – тенденции изменений барического поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере. В теплое время года колебания этих параметров характеризуются отрицательными корреляционными связями (R = –0,6).

Вариации главных мод ЭОФ аномалий геопотенциала (ΔH_{500}) в регионе тесно связаны с колебаниями температуры поверхности океана, поля ветра, различных климатических индексов и перестройкой атмосферной циркуляции в регионе [19]. Так, при разнонаправленных трендах межгодовых изменений $PC1(\Delta H_{500})$ и *NPGO* связность их колебаний характеризуется коэффициентом корреляции R = –0,8. При этом ослабление Алеутской депрессии и усиление антициклонических условий сопровождается ослаблением *NPGO*, что прослеживается в поле течений (рис. 1, *c*) и в распределении соответствующих коэффициентов регрессии (рис. 4, *a*).

Отметим, что значение объясненной дисперсии (R^2) множественной регрессии изменчивости $PC1(Qs)$ верхнего слоя 5–200 м и климатических переменных *NPGO*, $PC2(E\text{-}P)$ и $PC1(\Delta H_{500})$ в период 2000–2022 гг. составило 58 %, т. е. эти переменные удовлетворительно описывают наблюдаемые изменения *Qs*. Для слоя 200–460 м значение R^2 множественной регрессии этих КИ (табл. 2), а также дополнительных климатических индексов (*NINO.WEST*, *IPO*) составило 89% (рис. 4, *f*). Индексы *IPO*, *WPWP* и *NINO.WEST* обычно используются с целью описания и параметризации разномасштабной изменчивости термических условий в тропической зоне Тихого океана [28, 29].

Заключение

Проведенные исследования позволили выявить и охарактеризовать региональные пространственно-временные особенности обнаруженных ранее в океане ускоренных изменений солености и солесодержания в толще вод верхних 1000 м исследуемого района в условиях современной фазы потепления, сопровождающегося интенсификацией глобального и местных гидрологических циклов. Дана оценка количественных характеристик отмеченных тенденций и их статистической значимости.

Этот период характеризовался трендами уменьшения количества осадков и испарения с поверхности океана в южной части исследуемой акватории с одновременным возрастанием этих показателей баланса влаги на севере (прежде всего осадков – до 1,0 мм/сут/м^2 за 10 лет в холодный период года). В целом по всему региону наблюдались статистически значимые отрицательные тренды разности значений испарение-осадки. Кроме того, в это время отмечались значительные изменения различных показателей циркуляции атмосферы и океана, сопровождавшиеся усилением водообмена внетропической зоны океана с сопредельными районами, что привело к формированию обширных объемов толщи вод, подверженных как опреснению, так и осолонению с последующей трансформацией водных масс.

В межгодовом ходе среднегодовой солености на приповерхностном горизонте 5 м в северной и юго-западной частях рассматриваемой акватории выявлены обширные области статистически значимых трендов S двух знаков (до ± 0,2–0,3 за 10 лет). В целом по акватории прослеживается тенденция постепенного уменьшения средних значений солености у поверхности – от максимального 33,82 в 2004 г. до минимального 33,75 в 2018 г.

Изменчивость солесодержания Qs верхнего 200-метрового слоя демонстрирует тенденцию к опреснению в области распространения вод субарктической структуры к северу от 40–45° с. ш. с трендом от –3,6 до 5,9 кг·м$^{-2}$/10 лет и в полосе Продолжения Куросио в юго-западной части исследуемой акватории (~ –0,9 кг·м$^{-2}$/10 лет). В переходной зоне между этими районами располагается зона увеличения солесодержания со скоростью ~ 3,7 кг·м$^{-2}$/10 лет. В среднем по всей акватории происходит опреснение вод верхнего слоя на ~ –1,7 кг·м$^{-2}$/10 лет.

С увеличением глубины в пределах промежуточного (200–460 м) и глубинного (460–950 м) слоев пространственная структура трендов солесодержания полностью перестраивается. В среднем по всей акватории наблюдается осолонение вод промежуточного слоя (1,9 кг·м$^{-2}$/10 лет) и распреснение глубинного (–0,3 кг·м$^{-2}$/10 лет). При этом в период 2000–2022 гг. среднее по всему исследуемому району солесодержание вод в верхнем 1000-метровом слое уменьшалось со скоростью –1,1 кг·м$^{-2}$/10 лет. Согласно ранее выполненным оценкам авторов, эти изменения сопровождались ростом теплосодержания вод этого слоя на 3%.

В целом по региону корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания Qs в верхнем и промежуточном слоях 5–200 и 200–460 м наиболее выражены со следующими климатическими индексами и переменными: *NPGO* (с временным лагом 1 год), *KE*, *WPWP*, второй модой ЭОФ колебаний значений испарение-осадки (E-P) и аномалий геопотенциала изобарической поверхности AT_{500}.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate change 2021 – The physical science basis: Working group I contribution to the Sixth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change / Eds. V. Masson-Delmotte [et al.]. Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2023. 2391 p. https://doi.org/10.1017/9781009157896
2. *Durack P. J., Wijffels S. E.* Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // Journal of Climate. 2010. Vol. 23, iss. 16. P. 4342–4362. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1
3. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes / N. Skliris [et al.] // Climate Dynamics. 2014. Vol. 43, iss. 3–4. P. 709–736. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7
4. Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle / L. Cheng [et al.] // Journal of Climate. 2020. Vol. 33, iss. 23. P. 10357–10381. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1
5. *Durac P. J., Wijffels S. E., Matear R. J.* Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000 // Science. 2012. Vol. 336, iss. 6080. P. 455–458. https://doi.org/10.1126/science.1212222
6. *Helm K. P., Bindoff N. L., Church J. A*. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 37, iss. 18. L18701. https://doi.org/10.1029/2010GL044222
7. Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification / S. Hosoda [et al.] // Journal of Oceanography. 2009. Vol. 65, iss. 4. P. 579–586. https://doi.org/10.1007/s10872-009-0049-1
8. *Малинин В. Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. СПб. : РГГМУ, 2012. 260 с.
9. *Aretxabaleta A. L., Smith K. W., Kalra T. S.* Regime changes in global sea surface salinity trend // Journal of Marine Science and Engineering. 2017. Vol. 5, iss. 4. 57. https://doi.org/10.3390/jmse5040057
10. Maintenance and broadening of the ocean's salinity distribution by the water cycle / J. D. Zika [et al.] // Journal of Climate. 2015. Vol. 28, iss. 24. P. 9550–9560. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0273.1
11. Climatological seasonal variation of the upper ocean salinity / Y. Liu [et al.] // International Journal of Climatology. 2022. Vol. 42, iss. 6. P. 3477–3498. https://doi.org/10.1002/joc.7428
12. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review / L. Yu [et al.] // Annals of the New York Academy of Sciences. 2020. Vol. 1472, iss. 1. P. 76–94. https://doi.org/10.1111/nyas.14354
13. *Corbett C. M., Subrahmanyam B., Giese B. S.* A comparison of sea surface salinity in the equatorial Pacific Ocean during the 1997–1998, 2012–2013, and 2014–2015 ENSO events // Climate Dynamics. 2017. Vol. 49, iss. 9–10. P. 3513–3526. https://doi.org/10.1007/s00382-017-3527-y
14. Examining the salinity change in the upper Pacific Ocean during the Argo period / G. Li [et al.] // Climate Dynamics. 2019. Vol. 53, iss. 9–10. P. 6055–6074. https://doi.org/10.1007/s00382-019-04912-z
15. *Ростов И. Д.*, *Дмитриева Е. В.*, *Рудых Н. И.* Межгодовая изменчивость термических условий во внетропической зоне южной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 6. С. 659–679. EDN EPGAOP. http://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-6-659-679
16. On the reset of the wind-forced decadal Kuroshio extension variability in late 2017 / B. Qiu [et al.] // Journal of Climate. 2020. Vol. 33, iss. 24. P. 10813–10828. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0237.1
17. 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

18. *Yasuda I.* Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area // Journal of Oceanography. 2003. Vol. 59, iss. 4. P. 389–402. https://doi.org/10.1023/A:1025580313836

19. *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. http://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-2-157-176

20. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме / под ред. В. М. Катцова. СПб. : Наукоемкие технологии, 2022. 124 с.

21. Atmospheric rivers over the Northwestern Pacific: Climatology and interannual variability / Y. Kamae [et al.] // Journal of Climate. 2017. Vol. 30, iss. 15. P. 5605–5619. https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0875.1

22. *Oey L.-Y., Chou S.* Evidence of rising and poleward shift of storm surge in western North Pacific in recent decades // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 5181–5192. https://doi.org/10.1002/2016jc011777

23. Long-term change and variation of salinity in the western North Pacific subtropical gyre revealed by 50-year long observations along 137°E / E. Oka [et al.] // Journal of Oceanography. 2017. Vol. 73, iss. 4. P. 479–490. https://doi.org/10.1007/s10872-017-0416-2

24. Cold-core anticyclonic eddies south of the Bussol' Strait in the Northwestern Subarctic Pacific / I. Yasuda [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2000. Vol. 30, iss. 6. P. 1137–1157. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1137:CCAESO>2.0.CO;2

25. *Itoh S., Yasuda I.* Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio–Oyashio extension region detected from the distribution of the sea surface height anomaly // Journal of Physical Oceanography. 2010. Vol. 40, iss 5. P. 1018–1034. https://doi.org/10.1175/2009JPO4265.1

26. Transport of North Pacific intermediate water across Japanese WOCE sections / Y. You [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C6. 3196. https://doi.org/10.1029/2002JC001662

27. 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

28. Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool / S. Cravatte [et al.] // Climate Dynamics. 2009. Vol. 33, iss. 4. P. 565–589. https://doi.org/10.1007/s00382-009-0526-7

29. A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation / B. J. Henley [et al.] // Climate Dynamics. 2015. Vol. 45, iss. 11–12. P. 3077–3090. https://doi.org/10.1007/s00382-015-2525-1

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**, **SPIN-код: 2329-0391,** 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**, **SPIN-код: 6818-1898**, e_dmitrieva@poi.dvo.ru

Научная статья

УДК 556
EDN: QAOJOJ

Волновая природа и модуляция годовых колебаний уровня Балтийского моря

Е. А. Захарчук [1], В. Н. Сухачев [1, 2, ✉], Н. А. Тихонова [1, 2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Росгидромет, Москва, Россия*
✉ *Syhachev@mail.ru*

Поступила в редакцию 07.08.2023; одобрена после рецензирования 16.10.2023; принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Основная цель статьи – оценить на основе спутниковых и контактных измерений особенности пространственно-временной изменчивости характеристик годовых колебаний уровня Балтийского моря, сравнить их с теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов низкочастотных волн и исследовать возможные механизмы амплитудной модуляции годовых колебаний уровня Балтики.
Методы и результаты. На основе гармонического анализа спутниковой альтиметрической информации и 132-летнего ряда мареографных измерений уровня моря в Стокгольме проверяется гипотеза о волновой природе годовых колебаний уровня Балтийского моря и исследуются причины их амплитудной модуляции. Показано, что волнообразные годовые возмущения в поле уровня моря распространяются с юго-запада на северо-восток со скоростями 0,06–0,36 м/с. Сравнение оцененных характеристик годовых волн с теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов низкочастотных волн показало, что они идентифицируются на большей акватории моря как внутренние волны Кельвина и только на юго-западе моря в редких случаях их характеристики согласуются с теоретическими дисперсионными соотношениями бароклинных топографических волн Россби. Отмечены заметные междекадные изменения параметров годовых волн в поле уровня моря. По сравнению с периодом 1993–2021 гг., в десятилетие 1993–2002 гг. наблюдается понижение в 1,5–3 раза амплитуды гармоники *Sa*, более поздний максимум годового хода уровня (приблизительно на 1 месяц), а также заметное замедление фазовой скорости годовой волны на юго-западе моря.
Выводы. Причины амплитудной модуляции годовых волн в поле уровня моря связываются с влиянием колебаний с периодами 352, 374 и 379 суток, которые выделяются в виде небольших, но значимых амплитудных максимумов в спектрах ряда Фурье уровня моря, скорости ветра и атмосферного давления. Предполагается, что еще один механизм амплитудной модуляции годовых волн может быть связан с изменениями частоты собственных бароклинных колебаний Балтийского моря из-за межгодовых вариаций его стратификации.

Ключевые слова: уровень моря, сезонные колебания, годовая ритмика, годовые колебания, Балтийское море, волны Россби, амплитудная модуляция, волны Кельвина, топографические волны

Благодарности: Работа выполнена благодаря гранту РНФ 22-27-00209 «Пространственная структура и механизмы межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня Балтийского моря», https://rscf.ru/project/22-27-00209/.

Для цитирования: *Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А.* Волновая природа и модуляция годовых колебаний уровня Балтийского моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 231–254. EDN QAOJOJ.

Original article

Wave Nature and Modulation of Annual Fluctuations in the Level of the Baltic Sea

E. A. Zakharchuk [1], V. N. Sukhachev [1, 2, ✉], N. A. Tikhonova [1, 2]

[1] *Saint Petersburg State University*, *Saint Petersburg*, *Russia*
[2] *N. N. Zubov State Oceanographic Institute, Moscow*, *Russia*
✉ *Syhachev@mail.ru*

Abstract
Purpose. The study is purposed at assessing the features of spatial-temporal variability of the characteristics of annual fluctuations of the Baltic Sea level based on satellite and contact measurements, their comparing with theoretical dispersion relations of the low-frequency waves of different types, as well as at investigating possible mechanisms of the amplitude modulation of annual fluctuations of the Baltic Sea level.
Methods and Results. The hypothesis on a wave nature of annual fluctuations of the Baltic Sea level is tested and the reasons for their amplitude modulation are investigated based on the harmonic analysis of satellite altimetry data and the 132-year series of tide gauge sea level measurements in Stockholm. It is shown that the wave-like annual perturbations in the sea level field propagate from the southwest to the northeast at the velocity from 0.06 to 0.36 m/s. Having been compared, the estimated characteristics of annual waves and the theoretical dispersion ratios of the low-frequency waves of different types has shown that they are identified as the internal Kelvin waves over the most of the sea area, and only in rare cases in the southwest of the sea, their characteristics agree with the theoretical dispersion relations of the baroclinic topographic Rossby waves. The perceptible interdecadal changes in the annual wave parameters in the sea level field were noted. As compared to the 1993–2021 period, the decade 1993–2002 is characterized by a decrease of the *Sa* harmonic amplitude by 1.5–3 times, by later onset of the maximum of the sea level annual variation (about 1 month later), and also by a noticeable slowdown of the annual wave phase velocity in the sea southwest.
Conclusions. The reasons for the amplitude modulation of annual waves in the sea level field are related to the impact of the oscillations with periods 352, 374, and 379 days, which are identified in a form of small but significant amplitude maxima in the Fourier series spectra of sea level, wind speed and atmospheric pressure. One more mechanism of the amplitude modulation of annual waves is assumed to be related to the changes in frequency of the natural baroclinic oscillations of the Baltic Sea due to the interannual variations of its stratification.

Keywords: sea level, seasonal variations, annual rhythm, annual fluctuations, Baltic Sea, Rossby waves, amplitude modulation, Kelvin waves, topographic waves

Acknowledgements: The study was carried out with support of the Russian Science Foundation grant 22-27-00209 “Spatial structure and mechanisms of interannual variability of seasonal fluctuations in the Baltic Sea level”, https://rscf.ru/en/project/22-27-00209/.

For citation: Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N. and Tikhonova, N.A., 2024. Wave Nature and Modulation of Annual Fluctuations in the Level of the Baltic Sea. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 208-230.

Введение

Годовые колебания – основная составляющая сезонных изменений уровня моря. Они обладают выраженной ритмикой и имеют наибольшие амплитудные максимумы в спектрах среднемесячных значений уровня моря [1] [1, 2]. Со-

[1] *Герман В. Х., Левиков С. П.* Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л. : Гидрометеоиздат, 1988. 229 с.

гласно теоретическим представлениям, сезонные колебания уровня моря вызываются сезонными изменениями скорости ветра, атмосферного давления, течений, плотности морской воды и составляющих водного баланса (атмосферных осадков, испарения, материкового стока и водообмена с прилегающими морскими бассейнами) [3, 4].

В Балтийском море характерными особенностями среднего годового хода уровня моря являются его весенний минимум, осенне-зимний максимум и выраженная асимметричность изменений уровня, проявляющаяся в сравнительно быстром (4–5 месяцев) понижении уровня моря зимой – весной до минимального значения в апреле – мае и более продолжительном (7–8 месяцев) подъеме уровня летом и осенью до максимума в ноябре – январе [5–10].

Сезонное понижение уровня Балтийского моря зимой и весной происходит вследствие наблюдающихся в этот период роста атмосферного давления, уменьшения количества осадков, низкого материкового стока, увеличения плотности морских вод, снижения скорости юго-западных ветров и смены их направления на северо-восточные румбы, что способствует усилению оттока вод из Балтики в Северное море [8]. Среднее сезонное повышение уровня Балтики от весны к зиме происходит в результате весеннего увеличения речного стока, летнего роста количества осадков, осенне-зимнего понижения атмосферного давления и плотности морских вод, а также осеннего усиления юго-западных ветров, способствующих притоку вод из Северного моря в Балтийское [5, 8].

Наблюдающаяся асимметрия годового хода уровня Балтики обусловливается тем, что гидрометеорологические процессы, вызывающие понижение уровня моря, имеют весенние экстремумы, в то время как у процессов, которые приводят к росту уровня моря, экстремальные значения разнесены во времени: максимумы речного стока наблюдаются весной, а максимальное количество атмосферных осадков – летом, минимальные значения атмосферного давления и максимальные – скорости юго-западных ветров и притока североморских вод отмечаются осенью и зимой [5, 8].

Сравнительные вклады всех перечисленных гидрометеорологических процессов в годовой ход уровня Балтийского моря различны. Большинство ученых считают, что основное влияние на средний годовой ход уровня Балтики оказывают сезонные изменения скорости ветра и – в меньшей степени – атмосферного давления и водообмена с Северным морем, в то время как вклады других гидрометеорологических процессов незначительны [8, 9, 11–15].

Годовые колебания уровня играют важную роль в гидрологическом режиме Балтийского моря, оказывая заметное воздействие на берега и прибрежную инфраструктуру Балтики [16, 17]. Они являются индикаторами изменений метеорологических процессов, наблюдающегося потепления климата [7, 18], а также водообмена с Северным морем [19–21]. В отдельные годы отмечается также заметный вклад сезонных колебаний Балтийского моря в опасные подъемы уровня на востоке Финского залива [22]. Численное гидродинамическое моделирование свободных колебаний Балтийского моря показало, что в стратифицированном море генерируются быстро затухающие бароклинные моды собственных колебаний с периодами около одного года, величина которых сравнима со средними многолетними оценками годовых колебаний уровня,

полученными на основе анализа мареографных и спутниковых альтиметрических данных [2, 23].

Значительное увеличение к концу XX в. количества станций мареографных измерений уровня способствовало появлению работ, в которых исследовались региональные различия в изменении характеристик годовых колебаний уровня в прибрежных районах Балтийского моря. В работах М. Экмана [24] и И. Медведева [2] с помощью гармонического анализа многолетних рядов среднемесячных значений мареографных измерений уровня моря изучалась пространственная изменчивость амплитуд годовых колебаний в береговой зоне Балтийского моря. Результаты свидетельствовали об увеличении амплитуды годовой гармоники от 4–6 см в Датских проливах до 12–13 см в вершинах Финского и Ботнического заливов [2, 24]. Кроме оценок амплитуд, в статье И. Медведева были представлены также значения фазы годовых колебаний уровня моря у различных побережий Балтийского моря, свидетельствовавшие об ее увеличении на 50° при движении от Датских проливов через открытую часть Балтики к вершине Ботнического залива [2].

Большая продолжительность рядов среднемесячных значений уровня моря (153–200 лет) на некоторых мареографных станциях Балтики позволила оценить межгодовую изменчивость годовых колебаний в XIX–XX вв. [1, 11, 12]. Наблюдаемый значимый положительный тренд в изменениях годовой компоненты уровня моря связывается с вековыми изменениями океанографических условий в северо-восточной части Северной Атлантики вследствие движения океанического полярного фронта [1], с Североатлантическим колебанием в десятилетних масштабах времени и общей тенденцией к потеплению климата [11], а также с вековыми изменениями атмосферных осадков в регионе Балтийского моря [12]. Однако исследование межгодовой изменчивости гармоники *Sa* (период 365,2 дня) в Стокгольме за более поздний период 1889–2020 гг. показало уже наличие незначимого положительного линейного тренда, на фоне которого наблюдались разнонаправленные тенденции изменения амплитуды гармоники *Sa*. При этом самое значительное уменьшение амплитуд годовых колебаний уровня моря в различных районах Балтики отмечалось с начала 1980-х гг. по настоящее время и было связано с уменьшением амплитуды годовых колебаний скорости ветра и – в меньшей степени – атмосферного давления [9].

В работе [15] С. М. Барбоса и Р. В. Доннер исследовали годовые изменения уровня Балтийского моря за период 1900–2012 гг. по его среднемесячным значениям на девяти береговых станциях с помощью дискретного вейвлет-анализа. Они не оценивали линейный тренд изменения амплитуды годовой компоненты сезонных колебаний уровня, выделяемый другими авторами [1, 9, 11, 12], но обнаружили чередующиеся периоды высоких и низких амплитуд в изменениях годового цикла сезонных колебаний уровня [15]. В работе [9] Е. А. Захарчука с соавторами эти особенности межгодовых изменений годовых колебаний связывались с их амплитудной модуляцией, однако причины этой модуляции не исследовались.

С началом непрерывных спутниковых альтиметрических измерений уровня моря открылись новые, более широкие возможности для изучения изменчивости сезонных колебаний уровня в открытых районах океанов и морей.

В работе [6] Й. Ченг с соавторами использовали метод циклостационарных эмпирических ортогональных функций для исследования закономерностей пространственной структуры и временных изменений годового цикла уровня в Балтийском море на основе среднемесячных данных спутниковой альтиметрии за период 1993–2014 гг. Для исследования причин межгодовых изменений оценок годового хода уровня Балтики проводился корреляционный анализ главных компонентов годового хода уровня моря, рассчитанных по спутниковым альтиметрическим данным, и главных компонентов различных метеорологических параметров (скорости зонального ветра, значений индекса Североатлантического колебания, атмосферного давления и температуры воздуха). Результаты показали во всех случаях высокие коэффициенты корреляции, достигающие 0,60–0,80 [6].

В работах [8, 9] для более репрезентативной оценки корреляционных связей между межгодовыми изменениями сезонных колебаний уровня моря и различных гидрометеорологических процессов было предложено перед проведением взаимного корреляционного анализа исключать из всех рядов стационарную компоненту сезонных колебаний у всех гидрометеорологических процессов. Результаты показали, что высокая корреляция отмечается только между годовыми аномалиями уровня моря и годовыми аномалиями колебаний скорости ветра, атмосферного давления и температуры воздуха [8]. Однако взаимный корреляционный анализ годовых аномалий уровня моря в центральной части открытой Балтики и годовых аномалий стерических изменений уровня моря не выявил связи между этими процессами [9].

Несмотря на то что спутниковая альтиметрическая информация дает возможность достаточно подробно оценить изменения в пространстве амплитуд и фаз сезонных колебаний уровня моря, до настоящего времени не исследовалась гипотеза о волновой природе годовых колебаний уровня в Балтийском море, хотя для других регионов Мирового океана волновая трактовка годовых возмущений в поле уровня моря использовалась неоднократно (например, в работах [25–29]). В этих работах годовые возмущения уровня океана идентифицировались как бароклинные волны Кельвина и Россби.

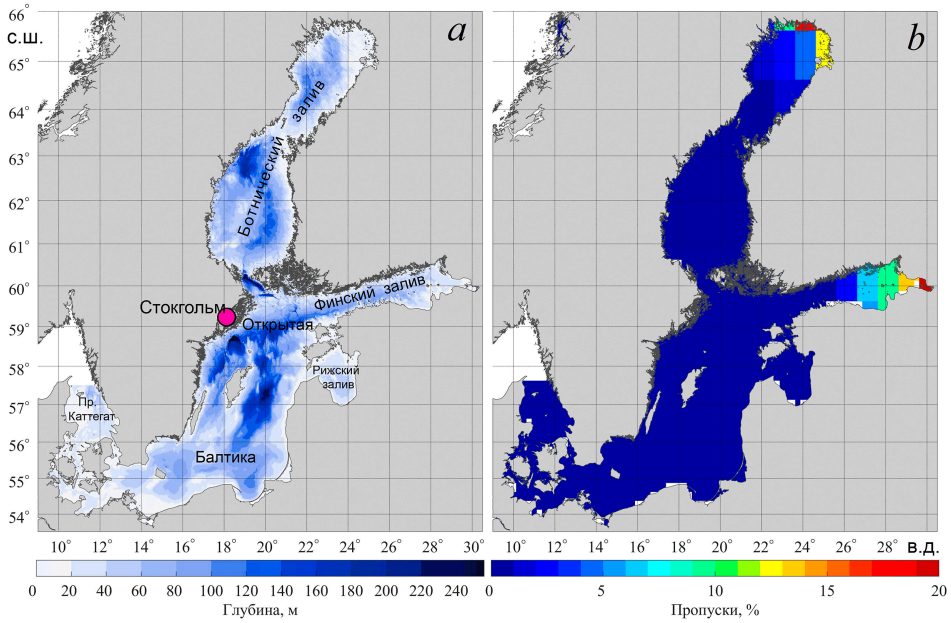
Цель работы – оценить на основе спутниковых альтиметрических и длительных мареографных измерений уровня моря особенности пространственно-временной изменчивости характеристик годовых колебаний уровня Балтийского моря, сравнить их с теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов низкочастотных волн, а также исследовать возможные механизмы амплитудной модуляции годовых колебаний уровня Балтики.

Данные и методы

Для исследования годовых колебаний уровня Балтийского моря использовался массив комбинированных альтиметрических данных нескольких спутников: *Jason*-3, *Sentinel*-3*A*, *HY*-2*A*, *Saral*/*AltiKa*, *Cryosat*-2, *Jason*-2, *Jason*-1, *T/P*, *ENVISAT*, *GFO*, *ERS*1/2, включающий поля аномалий уровня моря (*SLA*) с пространственным разрешением 0,25° × 0,25° и дискретностью 1 сут (*E.U. Copernicus Marine Service Information* [2]), полученные методом оптимальной

[2] URL: http://marine.copernicus.eu (дата обращения: 05.04.2024).

интерполяции за период 1993–2021 гг. [30, 31]. При создании массива в исходные альтиметрические данные были введены: поправка на орбитальную ошибку, коррекции на инструментальные ошибки, поправка на влияние тропосферы и ионосферы на запаздывание зондирующего и отраженного импульса альтиметра [32]. Кроме этого, из альтиметрических данных были исключены колебания, связанные со статическим эффектом атмосферного давления, с ветровыми волнами, океанскими и земными приливами.



Р и с. 1. Батиметрическая карта Балтийского моря и местоположение мареографной станции Стокгольм (*a*), количество пропусков (в процентах от общего количества членов ряда) в узлах сеточной области альтиметрических данных (*b*)
F i g. 1. Bathymetry map of the Baltic Sea and location of the Stockholm tide gauge station (*a*), number of gaps (as a percentage of the total number of series terms) in the nodes of altimetry data grid area (*b*)

В большинстве работ, посвященных исследованиям годового хода уровня Балтийского моря, использовались данные среднемесячных значений уровня [1, 2, 11, 12, 24]. Однако в работе [9] было показано, что для более точной оценки характеристик годовых колебаний уровня моря следует использовать ряды не среднемесячных, а среднесуточных значений уровня моря. Поэтому в данной работе используются данные среднесуточных значений мареографных и спутниковых альтиметрических наблюдений за уровнем Балтийского моря.

Альтиметрические данные проверялись на наличие пропусков. Наибольшее количество пропусков, варьирующее от 2 до 25 %, связано с наличием припайного и дрейфующего льда в зимний период и приходится на северную часть Ботнического залива, а также на центральную и восточную части Финского залива (рис. 1, *b*).

Для исследования причин амплитудной модуляции годовых колебаний уровня Балтийского моря использовался наиболее длинный ряд непрерывных среднесуточных значений уровня моря на мареографной станции Стокгольм (рис. 1, *а*) за 1889–2021 гг., полученный с ресурса *E.U. Copernicus Marine Service* [2].

Амплитуда (A) и фаза (G) годовых колебаний уровня в стационарном приближении рассчитывались с помощью гармонического анализа, выполненного по методу наименьших квадратов, с учетом рекомендаций, представленных в работе Г. Н. Войнова [33]:

$$A(t) = A_{Sa}\cos(\omega_{Sa}t - G_{Sa}),$$

где A_{Sa} – амплитуда; ω_{Sa} – частота; G_{Sa} – фаза годовой гармоники от начала ряда; t – время.

В районах, где альтиметрические данные имели пропуски из-за наличия в зимний период льда, оценки характеристик годовых колебаний уровня производились следующим образом. Сначала пропуски в рядах альтиметрических данных заполнялись средним значением уровня. Затем с помощью описанной выше процедуры гармонического анализа оценивались амплитуды и фазы гармоники *Sa*. Далее по оцененным амплитудам и фазам предвычислялись ряды годовых колебаний уровня моря. Из предвычисленных таким образом рядов годовых колебаний уровня моря выбирались значения уровня, которыми заполнялись пропуски в рядах исходных альтиметрических данных. Затем процедура гармонического анализа проводилась повторно, и полученные таким образом оценки амплитуды и фазы гармоники *Sa* принимались в качестве окончательного результата.

Точность амплитуд и фаз, рассчитанных в стационарном приближении годовых колебаний уровня моря, оценивалась по методике, предложенной в работе [3]. Согласно этой методике, для оценки значимости гармоники *Sa* используется коэффициент корреляции r между гармоникой и исходным рядом среднесуточных значений уровня в Стокгольме. Значимость гармоники определяется по критерию Стьюдента

$$St = \frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}},$$

где r – коэффициент корреляции между исходным рядом и гармоникой *Sa*; n – длина ряда. Гармоника считается значимой, если $St > St_{кр}$, где $St_{кр}$ – табличное значение критерия Стьюдента из работы [4], зависящее от уровня значимости и числа степеней свободы.

Затем из амплитудного спектра ряда Фурье исключались все значимые гармоники. Максимальное значение амплитуды остаточного ряда принималось за среднеквадратическую ошибку амплитуды (σ_A) гармоники *Sa*. Среднеквадратическая ошибка расчета фазы σ_G считалась по следующей формуле:

---

[3] *Малинин В. Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации : в 2 т. Т. 2. Анализ временных рядов и случайных полей. СПб. : РГГМУ, 2020. 196 с.

[4] *Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике для научных работников и инженеров : Определения. Теоремы. Формулы. М. : Наука, 1973. 832 с.

$$\sigma_G = \frac{\sigma_A}{A_{Sa}} \cdot \frac{180}{\pi},$$

где σ_G – среднеквадратическая ошибка расчета фазы гармоники *Sa*; σ_A – среднеквадратическая ошибка расчета амплитуды гармоники *Sa*; $\pi = 3{,}14$; A_{Sa} – амплитуда гармоники *Sa.*

По значениям разности фаз между узлами сеточной области альтиметрических данных были оценены скорости перемещения годовых колебаний уровня:

$$C_x = \frac{\Delta x \cdot 360}{T \Delta F_x}, C_y = \frac{\Delta y \cdot 360}{T \Delta F_y}, C_{Sa} = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}, \quad (1)$$

где C_x, C_y – составляющие проекции вектора скорости на параллель и меридиан; Δx, Δy – расстояние между соседними узлами сеточной области вдоль параллели и меридиана; C_{Sa}– модуль вектора скорости; T – период колебаний (1 год); ΔFx, ΔFy – разность фаз между узлами сеточной области вдоль параллели и меридиана.

Для исследования волновой природы годовых возмущений в поле уровня моря оцененные с помощью спутниковой альтиметрической информации характеристики сезонных колебаний уровня с периодом 1 год сравнивались с известными теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов низкочастотных волн: баротропных и бароклинных топографических волн Россби, которые относятся к классу градиентно-вихревых волн [5] [34], и волн Кельвина, относящихся к классу гравитационных волн [35, 36].

Теоретические дисперсионные кривые топографических волн Россби рассчитывались по дисперсионному соотношению, выведенному В. Р. Фуксом в линейном приближении для условий замкнутого бассейна [37, 38]:

$$\omega = \frac{k\beta - kf\frac{\partial \ln H}{\partial y} + nf\frac{\partial \ln H}{\partial x}}{\left(\frac{m\pi}{l_x}\right)^2 + \left(\frac{p\pi}{l_y}\right)^2 + k^2 + n^2 + \left(\frac{2\pi}{R}\right)^2}, \quad (2)$$

где: ω – частота волны; $\beta = \frac{df}{dy} = \text{const}$ – приближение β-плоскости, f – параметр Кориолиса; $k = \frac{2\pi}{\lambda_x}$, $n = \frac{2\pi}{\lambda_y}$ – составляющие волновых чисел; λ_x, λ_y – длины волн вдоль осей x и y соответственно; H – глубина моря; R – радиус деформации Россби.

Для оценки дисперсионных кривых баротропных топографических волн Россби использовался баротропный (внешний) радиус деформации $R = R_0 = \frac{\sqrt{gH}}{f}$, значения которого принимались равными 150, 175 и 200 км [40], g – ускорение свободного падения. Дисперсионные кривые бароклинных топографических волн Россби рассчитывались путем введения в уравнение (2) оценок бароклинного (внутреннего) радиуса деформации Россби $R = R_i = \frac{NH}{f}$, где $N = \sqrt{\frac{g\Delta\rho}{\bar{\rho}\Delta z}}$ – частота Вяйсяля – Брента; ρ – плотность воды. Согласно работам

[5] *Тареев Б. А.* Динамика бароклиных возмущений в океане. М. : МГУ, 1974. 189 с.

[40–42], значения R_i первой бароклинной моды принимались равными 2, 5 и 9 км. Характерные уклоны дна $\frac{\partial \ln H}{\partial y} = \frac{1}{H}\frac{\partial H}{\partial y}$, $\frac{\partial \ln H}{\partial x} = \frac{1}{H}\frac{\partial H}{\partial x}$ Балтийского моря вдоль осей x и y принимались равными $4{,}2\cdot10^{-5}$; $4{,}6\cdot10^{-5}$; $5{,}0\cdot10^{-6}$; l_x, l_y – размеры бассейна вдоль осей x и y – принимались равными соответственно 400 и 1500 км; m, p – номер моды стоячей волны.

Первое слагаемое в числителе уравнения (2) описывает волнообразующий механизм для волн Россби, связанный с совместным эффектом сферичности и вращения Земли, а второе и третье – для топографических волн, которые генерируются под влиянием совместного эффекта изменчивости донной топографии и вращения Земли. В знаменателе первые два слагаемых описывают пространственные масштабы бассейна и горизонтальные моды стоячей волны, третье и четвертое слагаемые – вклад поступательного волнового движения, а последнее слагаемое в знаменателе – условия среды (глубина морского бассейна и его стратификация).

Теоретические фазовые скорости длинных баротропных гравитационных волн (волн Кельвина) оценивались по известной формуле

$$C = \sqrt{gH}, \tag{3}$$

где H – глубина моря; g – ускорение силы тяжести.

Теоретические фазовые скорости длинных бароклинных гравитационных волн (внутренних волн Кельвина) оценивались по формуле

$$C_i = \sqrt{g'h'}, \tag{4}$$

где $g' = (\Delta\rho/\rho)g$ – редуцированное ускорение свободного падения, g – ускорение свободного падения, ρ – средняя плотность морской воды; $\Delta\rho$ – разность плотностей верхнего и нижнего слоев; h' – толщина верхнего квазиоднородного слоя моря [43, 44].

Для решения этой задачи с помощью данных о вертикальных распределениях плотности морской воды, полученных из проекта *Copernicus Marine Service* [2], нами были оценены средние за период 1993–2018 гг. условия стратификации для разных районов Балтики. Они позволили получить следующие значения параметров, входящих в формулу (4): $h' = 5, \ldots, 60$ м; $\rho/\rho\Delta = 0{,}2, \ldots, 75\cdot10^{-4}$, $g' = 0{,}2, \ldots, 73\cdot10^{-3}$ м/с^2.

Для оценки особенностей и механизмов амплитудной модуляции годовых колебаний уровня Балтийского моря 132-летний ряд среднесуточных значений уровня моря в Стокгольме подвергался скользящему гармоническому анализу [11] без перекрытия с периодом квазистационарности (окном скольжения), равным одному году. По оцененным амплитудам и фазам для каждого периода квазистационарности предвычислялись ряды годовых колебаний, которые затем соединялись в ряд $\zeta_{Sa}(t1)$, описывающий межгодовые изменения гармоники Sa. В местах соединений предвычисленных рядов иногда отмечались резкие скачки уровня по высоте, которые сглаживались методом кубического сплайна [45] с окном сглаживания 60 суток (последние 30 суток предыдущего периода квазистационарности и первые 30 суток следующего периода квазистационарности).

Для выявления колебаний с частотами, близкими к частоте *Sa*, которые могут быть причиной ее амплитудной модуляции, гармонический анализ 132-летнего ряда среднесуточных значений уровня моря в Стокгольме проводился в стационарном приближении. Оценивались амплитуды и фазы колебаний с периодами 441, 434, 419, *Sa*, 379, 373, 352 дня. По амплитудам и фазам предвычислялись гармоники с этими периодами, а также ряд уровня моря, представляющий собой суперпозицию этих гармоник. Этот ряд вычитался из исходного ряда среднесуточных значений уровня моря в Стокгольме. На основе результатов гармонического анализа остаточного ряда формировался ряд амплитуд в диапазоне периодов от 90 до 490 сут. Оценка 3σ (где σ – среднее квадратическое отклонение остаточного ряда амплитуд в диапазоне периодов от 90 до 490 сут) принималась за 99%-ный доверительный интервал [46]. Выделялись частоты значимых амплитудных максимумов колебаний уровня. Амплитудные максимумы затем использовались для описания амплитудной модуляции гармоники *Sa*.

Для разделения сигнала полюсного прилива (период около 14 месяцев) и сигнала на частоте гармоники *Sa* использовался критерий Рэлея

$$\mathrm{Rel} = \frac{2\pi}{\Delta\omega}\,, \tag{5}$$

где Δω – разность частот гармоники *Sa* и полюсного прилива. Данный критерий позволяет определить длину ряда, необходимую для разделения сигналов этих процессов при гармоническом анализе.

Для исследования причин амплитудной модуляции годовых колебаний уровня моря проводился гармонический анализ рядов среднесуточных значений атмосферного давления за 1939–2021 гг. и скорости ветра за 1950–2021 гг. в Стокгольме, полученных с портала Шведского метеорологического и гидрологического института (*SMHI* [6]).

Результаты и их интерпретация

На рис. 2 представлены оценки амплитуд и фаз годовой гармоники *Sa*, полученные в узлах сеточной области спутниковых альтиметрических данных с помощью гармонического анализа рядов среднесуточных значений уровня моря за различные периоды, среднеквадратические ошибки их расчета, а также скорости перемещения годовых колебаний в поле уровня моря, рассчитанные по формуле (1). Оценки среднеквадратических ошибок показывают, что для всех районов Балтийского моря амплитуды годовой гармоники выделяются достоверно. Минимальная амплитуда колебаний уровня с периодом один год отмечается на юго-западе Балтики, где она в 1993–2021 гг. составляет 4,5–5 см (рис. 2, *а*). При движении к проливу Каттегат и в сторону открытой Балтики амплитуда годовых колебаний уровня возрастает до 7–8,5 см. Максимальные амплитуды колебаний уровня с периодом один год отмечаются на севере Ботнического и на востоке Финского залива, где они достигают 9–10 см (рис. 2,

[6] URL: https://www.smhi.se/data (дата обращения: 05.05.2024).

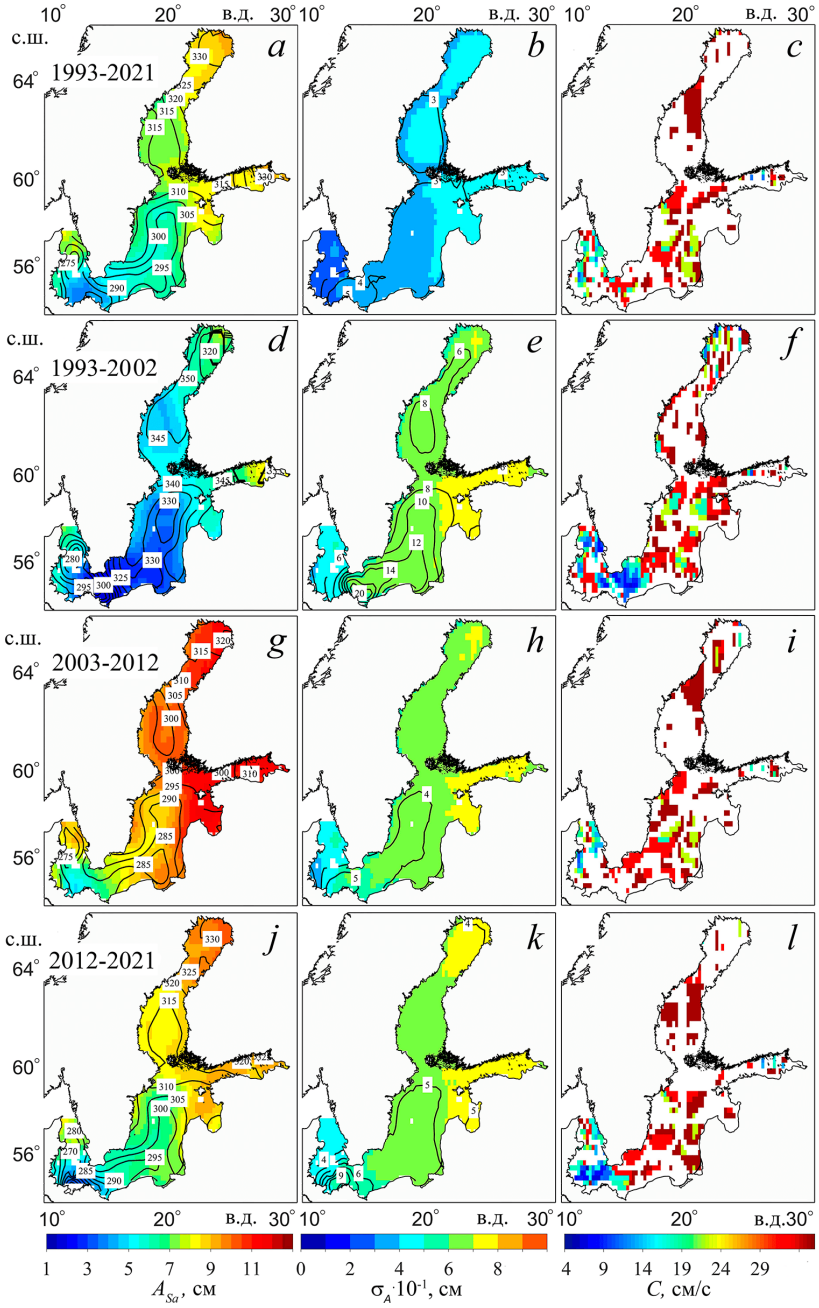
a). Эти оценки согласуются с результатами анализа годовых колебаний уровня, полученными ранее в работах М. Экмана [24] и И. Медведева [2] по результатам гармонического анализа длительных мареографных наблюдений за уровнем моря в береговых пунктах Балтики, а также по результатам анализа спутниковых альтиметрических данных за более короткий период [8].

По оценкам фазы (рис. 2, *a*) отмечается ее квазимонотонное увеличение при движении с юго-запада моря на север и северо-восток, что свидетельствует о волновой природе годовых возмущений в поле уровня Балтийского моря. Эти пространственные изменения фазы достоверны, так как они значительно превосходят среднеквадратическую ошибку их расчета (рис. 2, *b*). Значения фазы свидетельствуют, что в проливе Каттегат максимум годовых колебаний уровня моря наблюдается в начале и середине октября (275–285°), а на севере Ботнического и востоке Финского заливов – в самом конце ноября (330°) (рис. 2, *a*). Скорость распространения годовых волн в поле уровня моря составляет 6–36 см/с (рис. 2, *c*).

Сравнение характеристик годовых колебаний по отдельным десятилетиям показывает, что на качественном уровне отмечаются те же особенности их пространственного распределения: наименьшие амплитуды гармоники *Sa* – на юго-западе моря, а максимальные – на севере и северо-востоке, квазимонотонное увеличение фазы с юга-запада на север. Однако количественные различия характеристик годовых колебаний в разные десятилетия очень заметные. По сравнению с периодом 1993–2021 гг., в десятилетие 1993–2002 гг. на юго-западе моря отмечается понижение в несколько раз амплитуды гармоники *Sa* (до 1–2 см) и ее уменьшение почти в 1,5 раза на севере Ботнического и востоке Финского заливов (до 7–8 см), более поздний максимум годового хода уровня (приблизительно на 1 месяц), а также заметное замедление фазовой скорости годовой волны на юго-западе моря (рис. 2, *f*).

В десятилетие 2003–2012 гг., наоборот, на всей акватории моря амплитуда гармоники *Sa* существенно увеличилась, достигнув своих максимальных значений в 5–6 см на юго-западе моря и 11–12 см на севере Ботнического залива, востоке Финского залива и в Рижском заливе (рис. 2, *h*); возросла фазовая скорость волны (рис. 2, *j*), максимум годового хода уровня наблюдался приблизительно на 10–15 сут раньше (см. рис. 2, *h*), по сравнению со средним многолетним значением, оцененным за 1993–2021 гг.

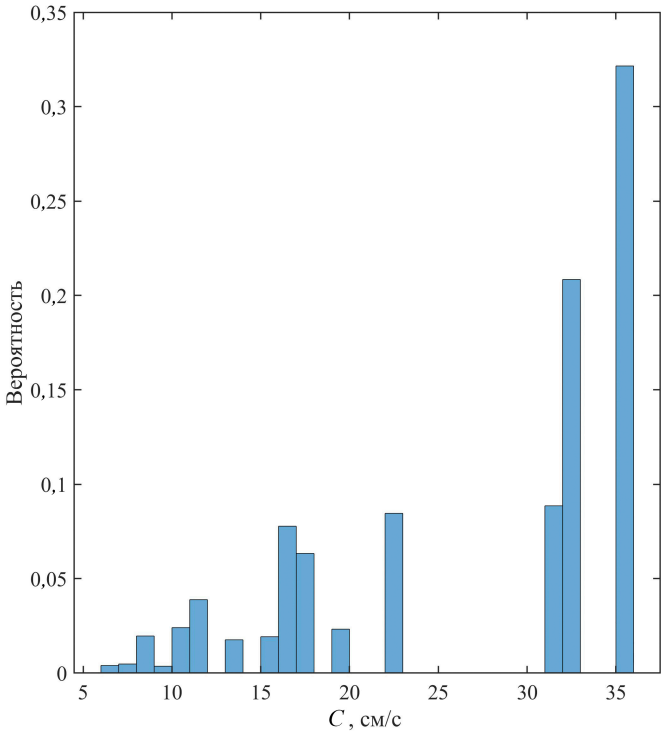
В 2012–2021 гг. амплитуда годовой гармоники понизилась, достигнув в южной и центральной частях открытой Балтики своих средних многолетних значений, рассчитанных за 1993–2021 гг., в то время как в других районах моря амплитуда превышала средние значения (см. рис. 2, *j*). В это десятилетие на юго-западе моря снова заметно понизилась фазовая скорость годовой волны (рис. 2, *l*) и ее амплитудный максимум здесь отмечался существенно ранее по сравнению со средним многолетним значением, хотя в других районах он в основном соответствовал среднему значению.



Р и с. 2. Амплитудно-фазовые характеристики годовой гармоники *Sa* в Балтийском море, оцененные по данным спутниковой альтиметрии (изолиниями обозначены фазы в градусах) (*a*, *d*, *g*, *j*), среднеквадратические ошибки оценок амплитуды и фазы (изолинии) годовой гармоники (*b*, *e*, *h*, *k*) и оценки скорости перемещения годовых колебаний уровня моря, рассчитанные по формуле (1) (*c*, *f*, *i*, *l*), за 1993–2021 (*a* – *c*), 1993–2002 (*d* – *f*), 2003–2012 (*g* – *i*) и 2012–2021 гг. (*j* – *l*)

F i g. 2. Amplitude-phase characteristics of annual harmonic *Sa* in the Baltic Sea assessed by satellite altimetry data (isolines indicate phases in degrees) (*a*, *d*, *g*, *j*), root-mean-square errors in the estimates of amplitude and phase (isolines) of the annual harmonic (*b*, *e*, *h* , *k*), and estimates of motion velocity of annual fluctuations of sea level calculated by formula (1) (*c*, *f*, *i*, *l*) for 1993–2021 (*a* – *c*), 1993–2002 (*d* – *f*), 2003–2012 (*g* – *i*) and 2012–2021 (*j* – *l*)

Оценки вероятности распределения фазовых скоростей по градациям свидетельствуют, что чаще всего годовые волны в поле уровня Балтийского моря распространялись со скоростями 17–36 см/с (рис. 3). На диапазон фазовых скоростей 6–16 см/с приходится всего 12 % случаев (рис. 3).

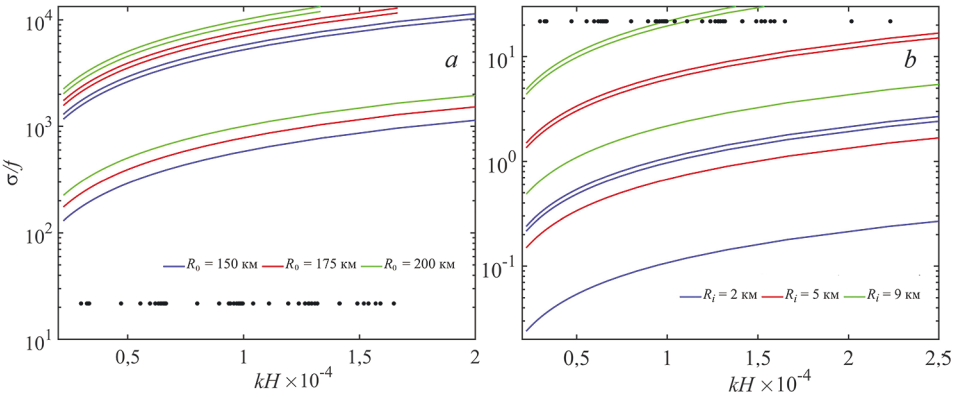


Р и с. 3. Вероятность распределения оцененных по спутниковым альтиметрическим данным фазовых скоростей годовых волн в поле уровня Балтийского моря
F i g. 3. Probability of the distribution of annual wave phase velocities (assessed by satellite altimetry data) in the Baltic Sea level field

Теоретическая оценка фазовой скорости баротропных гравитационных волн, рассчитанная по формуле (3) для средней глубины Балтийского моря 54 м [3], равна 23 м/с, что на два порядка превосходит значения фазовых скоростей годовых волн, оцененных по спутниковым альтиметрическим данным (см. рис. 2 и 3). Это сравнение свидетельствует, что годовые волны в поле уровня Балтийского моря не могут быть баротропными гравитационными волнами.

Оценки теоретических фазовых скоростей бароклинных волн Кельвина, выполненные по формуле (4) для характерных условий стратификации Балтийского моря, показывают, что значения скорости меняются от 0,03 до 2,09 м/с. Результаты, представленные на рис. 3, свидетельствуют, что рассчитанные по спутниковым альтиметрическим данным скорости распространения годовых возмущений уровня моря входят в диапазон полученных по формуле (4) теоретических фазовых скоростей внутренних гравитационных волн, что позволяет эти волны идентифицировать как бароклинные волны Кельвина.

На рис. 4 сравниваются эмпирические характеристики годовых волнообразных возмущений уровня моря, оцененные по спутниковым альтиметрическим данным, с теоретическими дисперсионными кривыми баротропных и бароклинных топографических волн Россби, рассчитанных по соотношению (2). Хорошо видно, что теоретические дисперсионные кривые баротропных топографических волн Россби лежат значительно выше эмпирических характеристик годовых колебаний уровня моря (рис. 4, *a*). Не пересекаются эмпирические значения годовых колебаний уровня моря с большинством теоретических дисперсионных кривых бароклинных топографических волн Россби (рис. 4, *b*). Исключение составляют теоретические кривые, описывающие распространение бароклинных топографических волн Россби в условиях резкой стратификации ($R_i = 9$ км) и сравнительно небольших уклонов дна ($4{,}2 \cdot 10^{-5}$). Таким условиям наиболее подходит юго-западная часть открытой Балтики [41, 42]. Однако эмпирические фазовые скорости годовых волн, которые пересекаются с теоретическими кривыми бароклинных топографических волн Россби, соответствуют диапазону 6–12 см/с. Это диапазон наиболее медленных годовых волн, которые встречаются всего лишь в 9 % случаев (см. рис. 3).



Р и с. 4. Сравнение рассчитанных по альтиметрии характеристик годовых колебаний уровня Балтийского моря (черные точки) с теоретическими дисперсионными кривыми баротропных (*a*) и бароклинных (*b*) топографических волн Россби (линии)

F i g. 4. Comparison of the characteristics of annual fluctuations in the Baltic Sea level calculated using altimetry (black dots) with the theoretical dispersion curves of barotropic (*a*) and baroclinic (*b*) topographic Rossby waves (lines)

Таким образом, наиболее часто на большей акватории Балтики годовые возмущения в поле уровня моря идентифицируются как бароклинные волны Кельвина и только на юго-западе моря в редких случаях их эмпирические характеристики соответствуют теоретическим дисперсионным соотношениям бароклинных топографических волн Россби.

Предлагаемая нами волновая трактовка годовых колебаний уровня для Балтийского моря является новой. Ранее высказывались и исследовались другие гипотезы, связанные с экмановским механизмом сезонных повышений и понижений уровня моря, сезонными изменениями плотности воды и составляющих водного баланса [5, 10, 12, 13].

Отличие волн от неволновых колебаний обычно объясняется орбитальными движениями частиц воды в волне, распространением в пространстве формы волны без переноса массы, что несвойственно другим видам колебательных движений, а также дисперсионным соотношением, которое связывает частоту волны с волновым числом [27, 35, 36]. Волновые процессы проявляются в спектрах в виде узкополосных значимых пиков (яркий пример – приливные колебания). Наблюдающееся в нашем случае квазимонотонное распространение в пространстве фазы годовых колебаний в поле уровня моря (см. рис. 2) и хорошее согласие их эмпирических характеристик с теоретическими дисперсионными соотношениями бароклинных низкочастотных волн (см. рис. 4) свидетельствуют о волновой природе годовых колебаний уровня моря.

Если бы квазимонотонное распространение фазы гармоники *Sa* было связано, например, с наблюдающимся разным временем наступления половодья на реках, впадающих в Балтику, то максимумы годовых колебаний уровня наблюдались бы весной, когда фиксируются максимумы речного стока, и отмечалась бы высокая связь между изменениями годовых колебаний уровня и речного стока. Однако максимумы годовых колебаний уровня отмечаются в осенне-зимний период, и корреляция между изменениями годовых колебаний уровня и речного стока отсутствует [8, 13]. Отсутствие корреляции наблюдается также и с изменениями годовых колебаний других составляющих водного баланса [8, 9, 12], а также со стерическими колебаниями [9], в то время как с изменениями скорости ветра и атмосферного давления связь высокая [8, 9].

В то же время экмановский механизм не может рассматриваться в качестве основного при генерации годовых колебаний уровня Балтийского моря. Если бы это было так – наши результаты анализа Фурье показали бы не один, а два амплитудных максимума (на северо-востоке и на юго-западе моря), так как осенью и зимой сезонные ветры дуют с юго-запада, а весной и летом – с севера и северо-востока [8]. То есть в этом случае на частоте гармоники *Sa* пространственное распределение амплитудно-фазовых характеристик было бы такое же, как и у одноузловой сейши, – с двумя амплитудными максимумами на противоположных концах моря и нулевыми значениями амплитуды на узловой линии, которая пересекала бы открытую Балтику приблизительно с запада на восток. В нашем случае (см. рис. 2) таких особенностей не отмечается: на юго-западе моря наблюдается не максимум, а минимум годовых колебаний, а фаза и значения уровня квазимонотонно растут при движении с юго-запада на северо-восток.

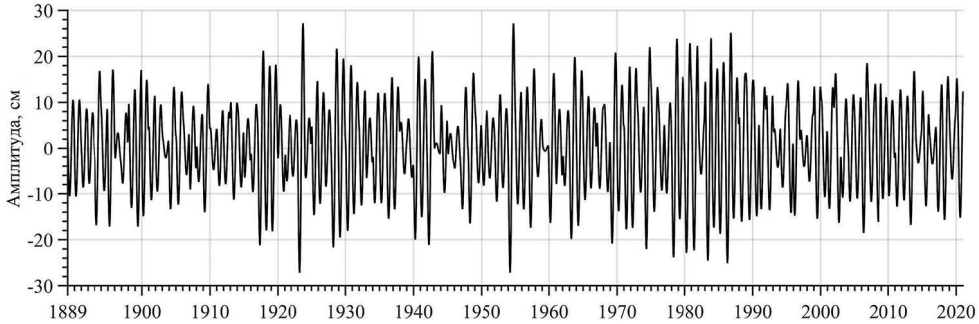
Перечисленные результаты свидетельствуют, что годовые колебания в поле уровня моря представляют собой низкочастотные волны, которые идентифицируются в основном как бароклинные волны Кельвина. Эти волны генерируются главным образом под воздействием изменений касательного трения ветра и атмосферного давления. По оценкам [15], вклад годовых вариаций зональной компоненты скорости ветра и атмосферного давления в генерацию годовых колебаний уровня моря на разных береговых станциях за 1979–2012 гг. составляет 31–62 и 30–47 % соответственно.

Таким образом, на частоте гармоники *Sa* отклик уровенной поверхности Балтийского моря на воздействие касательного трения ветра и атмосферного

давления является не локальным, а волновым, и по величине этот отклик значительно больше, чем реакция уровенной поверхности на изменения плотности воды и составляющих водного баланса.

Бароклинная природа низкочастотных волн с периодом один год свидетельствует о зависимости их характеристик от стратификации, которая в существенно ограниченном и мелководном Балтийском море имеет значительные межгодовые вариации, вызванные изменениями водообмена с Северным морем, количества атмосферных осадков, материкового стока и испарения [5, 47–49]. Эти изменения стратификации и приводят к заметным вариациям фазовой скорости (рис. 2) бароклинных годовых волн в поле уровня моря от десятилетия к десятилетию.

На рис. 5 показан ряд межгодовых изменений годовых колебаний уровня моря в Стокгольме, полученный с помощью скользящего гармонического анализа, выполненного для периода квазистационарности один год. Наблюдается значительная межгодовая изменчивость амплитуд годовых колебаний. В отдельные годы они достигают значений более 20 см, а в другие годы уменьшаются до нескольких сантиметров. Во временном ходе гармоники *Sa* прослеживается амплитудная модуляция с периодом от 7–15 до 30–35 лет.

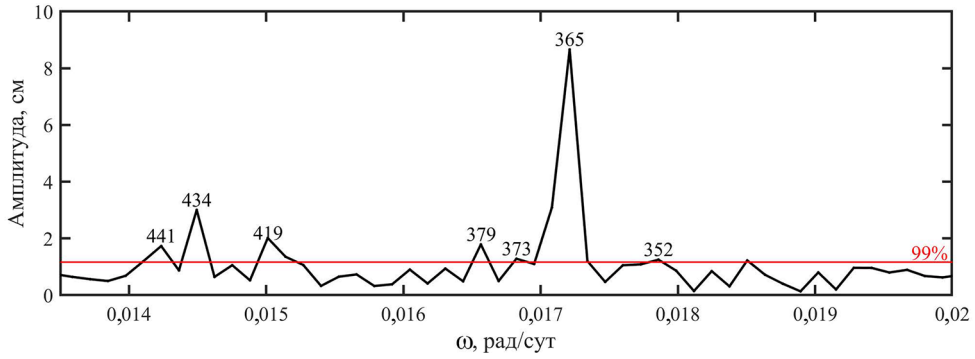


Р и с. 5. Предвычисленный ряд годовых колебаний уровня моря в Стокгольме для периода квазистационарности один год

F i g. 5. Pre-calculated series of annual sea level fluctuations in Stockholm for the quasi-stationary period equal to one year

Подобную особенность в изменениях годовых колебаний уровня Балтийского моря отмечали С. Барбоса и Р. Доннер [15] по результатам дискретного вейвлет-анализа рядов среднемесячных значений мареографных измерений уровня моря.

Для изучения причин амплитудной модуляции годовых колебаний уровня моря рассмотрим амплитудный спектр ряда Фурье в Стокгольме (рис. 6). Второй по величине значимый амплитудный максимум после пика на частоте гармоники *Sa* отмечается на периоде 434 дня. Рядом с ним наблюдаются меньшие по величине, но также значимые амплитудные максимумы на периодах 419 и 441 день. Колебания уровня с такими периодами связаны с полюсным приливом, который вызывается свободной нутацией оси вращения Земли [1, 50, 51].

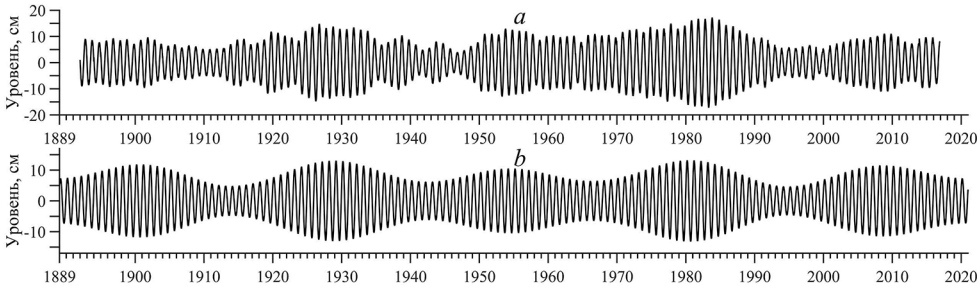


Р и с. 6. Участок амплитудного спектра ряда Фурье среднесуточных значений уровня моря в Стокгольме (цифры над амплитудными максимумами – периоды в сутках) за 1889–2021 гг., представляющий диапазон сезонной и межгодовой изменчивости. Красная линия – 99%-ный доверительный интервал

F i g. 6. A part of amplitude spectrum of the Fourier series of the average daily sea level values in Stockholm (numbers above the amplitude maxima are the periods (days)) for 1889–2021, which describes the range of seasonal and interannual variability. Red line shows the 99 % confidence interval

Для того чтобы отделить сигнал полюсного прилива (P = 419 сут) от сигнала гармоники *Sa*, воспользуемся критерием Рэлея (5). Расчеты показали, что длина ряда для разделения сигналов должна быть равна восьми годам.

На рис. 7, *a* показан предвычисленный ряд годовых колебаний уровня моря в Стокгольме, полученный с помощью скользящего гармонического анализа для периода квазистационарности восемь лет и периода скольжения один год. Сравнение этого рисунка с рис. 5 показывает, что, хотя и исчезли резкие изменения амплитуды гармоники *Sa* с периодами от одного до нескольких лет, вызванные увеличением периода квазистационарности, в целом временная структура модуляции годовых колебаний сохранилась. Так же, как и на рис. 5, наблюдается уменьшение годовых колебаний в 1900, 1940, 1990-х гг. и их рост в 1920, 1950, 1970–1980-х и 2000-х гг. Этот результат свидетельствует, что не полюсный прилив влияет на амплитудную модуляцию годовых колебаний уровня моря в Стокгольме.



Р и с. 7. Предвычисленный ряд годовых колебаний уровня моря в Стокгольме для периода квазистационарности восемь лет и периода скольжения один год (*a*), а также ряд колебаний уровня, полученный на основе стационарного гармонического анализа по уравнению (6) (*b*)

F i g. 7. Pre-calculated series of annual sea level fluctuations in Stockholm for the quasi-stationary period equal to eight years, and a one year period of sliding (*a*), as well as a series of level fluctuations obtained by stationary harmonic analysis using equation (6) (*b*)

Согласно критерию Рэлея, для разделения сигналов гармоники *Sa* от ближайшего к ней сателлита с периодом 373 дня (см. рис. 6) требуется длина ряда 44 года, которая превосходит периоды модуляции годовых колебаний. В связи с этим амплитуды и фазы гармоник, имеющих значимые амплитудные максимумы около годового цикла, были оценены с помощью стационарного гармонического анализа:

$$A(t) = A_{Sa}\cos(\omega_{Sa}t - G_{Sa}) + A_{379}\cos(\omega_{379}t - G_{379}) + \\ + A_{373}\cos(\omega_{373}t - G_{373}) + A_{352}\cos(\omega_{352}t - G_{352}), \quad (6)$$

где цифровые индексы обозначают периоды ближайших к гармонике *Sa* значимых амплитудных максимумов.

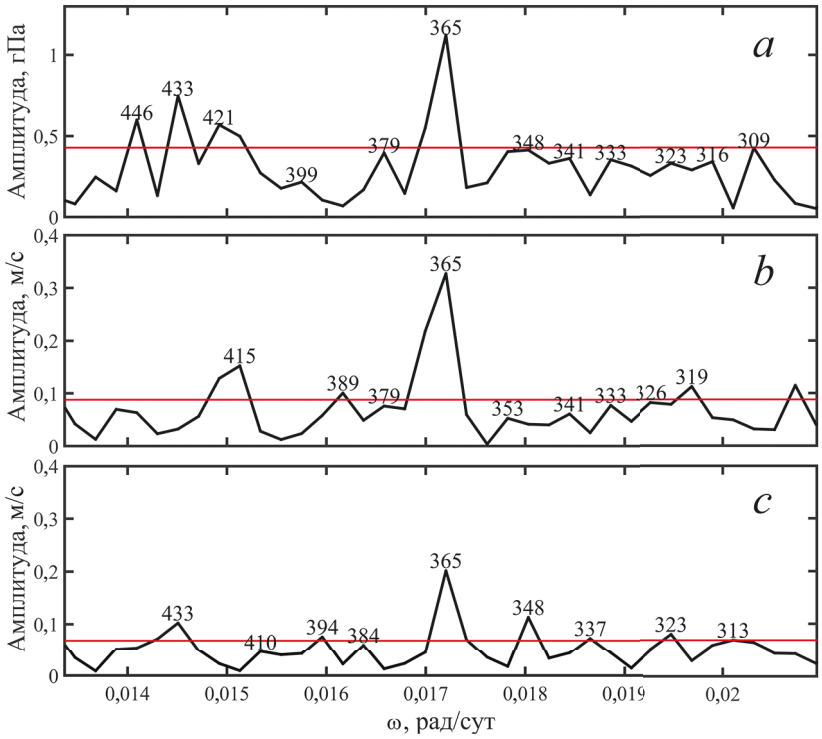
По оцененным амплитудам и фазам предвычислялись ряды четырех гармоник. На рис. 7, *b* представлен ряд суперпозиции этих четырех гармоник. Можно видеть, что в изменениях годовых колебаний уровня моря, предвычисленных по уравнению (5), присутствуют те же особенности модуляционного процесса, что и в природных условиях: близкие изменения амплитуд колебаний уровня – от 5 до 14 см, совпадение во времени основных максимумов и минимумов, присутствие в процессе периодов амплитудной модуляции от 25 до 30 лет, чередование наибольших и наименьших максимумов. Этот результат свидетельствует, что небольшие по амплитуде колебания с периодами 352, 373 и 379 дней все же оказывают заметное влияние на амплитудную модуляцию годовых колебаний уровня Балтийского моря. Однако физические механизмы происхождения этих колебаний неизвестны. Отсутствуют научные публикации, в которых они исследовались, что, по-видимому, связано с их небольшими амплитудами.

В ряде работ было показано, что межгодовые изменения годовых колебаний уровня Балтийского моря более всего связаны с межгодовой изменчивостью сезонных колебаний атмосферного давления и скорости ветра [6, 8, 9, 11–15], в то время как со стерическими колебаниями уровня и составляющими водного баланса отмечаются низкие значения корреляции [8, 9]. Можно предположить поэтому, что колебания с периодами 352, 373 и 379 суток также присутствуют в спектрах колебаний атмосферного давления и скорости ветра, оказывая влияние на амплитудную модуляцию этих метеорологических процессов.

Рассмотрим в связи с этим амплитудные спектры рядов среднесуточных значений атмосферного давления за 1939–2021 гг. и скорости ветра за 1950–2021 гг. в Стокгольме (рис. 8). Хотя длина рядов этих метеорологических процессов значительно меньше длины ряда уровня моря в Стокгольме, она позволяет, согласно критерию Рэлея, достаточно хорошо разделить сигналы гармоники *Sa* и ближайшего к ней сателлита с периодом 373 дня, выделяющегося в спектре уровня моря в виде значимого амплитудного максимума (см. рис. 6). Результаты, представленные на рис. 8, свидетельствуют, что, как и в спектре уровня моря, в спектрах атмосферного давления и зональной составляющей скорости ветра присутствуют небольшие амплитудные максимумы для колебаний с периодом 379 суток, хотя в спектре меридиональной компоненты скорости ветра этот максимум отсутствует (рис 8, *b*). В отличие от уровня моря, в амплитудных спектрах метеорологических процессов не отмечается максимумов для периода 373 дня, но наблюдаются пики с периодами 348, 353 сут

(рис. 8), которые близки к амплитудному максимуму колебаний уровня моря 352 дня (см. рис. 6).

Таким образом, в спектрах колебаний атмосферного давления и скорости ветра на частотах, расположенных около частоты гармоники *Sa*, отмечаются амплитудные максимумы на тех же или близких частотах, как и у колебаний уровня моря, что может приводить к похожей модуляции рассматриваемых метеорологических процессов.



Р и с. 8. Участок амплитудного спектра ряда Фурье среднесуточных значений атмосферного давления (*a*), зональной (*b*) и меридиональной (*c*) компонент скорости ветра за 1939–2021 гг. в Стокгольме (цифры над амплитудными максимумами – периоды в сутках), представляющий диапазон сезонной и межгодовой изменчивости. Красная линия – 99%-ный доверительный интервал

F i g. 8. A part of amplitude spectrum of the Fourier series of the average daily values of atmospheric pressure (*a*), zonal (*b*) and meridional (*c*) wind speed components in Stockholm (numbers above the amplitude maxima are the periods (days)) for 1939–2021, which describes the range of seasonal and interannual variability. Red line shows the 99 % confidence interval

Еще одной причиной модуляции гармоники *Sa* может быть влияние собственных бароклинных колебаний Балтийского моря. Численные эксперименты с трехмерной бароклинной гидродинамической моделью Балтийского моря показали, что, в отличие от баротропного случая, в стратифицированном море генерируются бароклинные моды собственных колебаний с периодами около одного года, максимальные значения которых наблюдаются в центральной части открытой Балтики, где они достигают 4–5,5 см [23]. Значительные

межгодовые изменения стратификации Балтийского моря, которые наблюдаются в последние десятилетия [47], должны приводить к смещению частоты его собственных бароклинных колебаний относительно частоты вынужденных колебаний уровня, генерирующихся на частоте гармоники *Sa*. Если частота собственных бароклинных колебаний совпадает с частотой гармоники *Sa*, происходит резонанс и амплитуда годовых колебаний значительно возрастает. Когда частота собственных бароклинных колебаний отклоняется от частоты гармоники *Sa*, амплитуда годовых колебаний уменьшается и далее, в процессе годового хода уровня моря появляется амплитудная модуляция. Многолетние колебания стратификации Балтики связаны в основном с изменениями составляющих ее пресного баланса и водообмена с Северным морем [47]. Наши оценки показали, что периоды модуляции гармоники *Sa* варьируют от 7–15 до 30–35 лет (см. рис. 5 и 7). Инструментальные измерения показывают, что в межгодовых изменениях речного стока, осадков и водообмена через Датские проливы также наблюдаются близкие цикличности [5, 47–49]. Однако эта гипотеза требует дополнительных исследований с помощью численных экспериментов с трехмерной бароклинной моделью.

Заключение

1. Результаты гармонического анализа спутниковых альтиметрических данных за 1993–2021 гг. свидетельствуют о том, что средняя амплитуда гармоники *Sa* меняется от 4,5–5 см на юго-западе Балтики до 9–10 см на севере Ботнического залива и на востоке Финского залива. Отмечается квазимонотонное увеличение фазы гармоники *Sa* с юго-запада на север и север-восток моря, свидетельствующее о волновой природе годовых колебаний. Скорости распространения годовых колебаний в Балтийском море меняются от 0,06 до 0,36 м/с.

2. Сравнение характеристик годовых колебаний в поле уровня Балтийского моря с теоретическими дисперсионными соотношениями различных классов низкочастотных волн показало, что в большинстве случаев на большей части акватории Балтийского моря годовые возмущения в поле уровня моря идентифицируются как бароклинные волны Кельвина и только на юго-западе моря в редких случаях их эмпирические характеристики соответствуют теоретическим дисперсионным соотношениям бароклинных топографических волн Россби.

3. Между десятилетиями отмечаются заметные изменения характеристик годовых волн в поле уровня моря. По сравнению с периодом 1993–2021гг., в десятилетие 1993–2002 гг. наблюдается понижение в 1,5–3 раза амплитуды гармоники *Sa*, более поздний максимум годового хода уровня (приблизительно на 1 месяц), а также заметное замедление фазовой скорости годовой волны на юго-западе моря.

В десятилетие 2003–2012 гг., наоборот, на всей акватории моря амплитуда гармоники *Sa* существенно увеличилась, достигнув своих максимальных значений 5–6 см на юго-западе моря и 11–12 см на севере Ботнического залива, востоке Финского залива и в Рижском заливе; возросла фазовая скорость волны, и максимум годового хода уровня отмечался приблизительно на 10–15 сут раньше, по сравнению со средним многолетним значением, оцененным за период 1993–2021 гг.

В 2012–2021 гг. амплитуда годовой гармоники понизилась, достигнув в южной и центральной частях открытой Балтики своих средних многолетних значений, рассчитанных за 1993–2021 гг., в то время как в других районах моря амплитуда превышала средние значения. В это десятилетие на юго-западе моря снова заметно понизилась фазовая скорость годовой волны и ее амплитудный максимум здесь отмечался существенно ранее по сравнению со средним многолетним значением, хотя в других районах он в основном соответствовал среднему значению.

4. Результаты скользящего гармонического анализа 132-летнего ряда среднесуточных значений уровня моря в Стокгольме демонстрируют во временном ходе амплитуды гармоники *Sa* выраженную амплитудную модуляцию с периодом приблизительно от 7–15 до 30–35 лет. Показано, что причина модуляции связана с влиянием колебаний уровня с периодами 352, 374 и 379 сут, выделяющихся в виде небольших, но значимых амплитудных максимумов в спектре ряда Фурье уровня моря в Стокгольме. Эти колебания могут вызываться изменениями атмосферного давления и скорости ветра, в спектрах которых были выявлены амплитудные максимумы на тех же или близких частотах, что и у колебаний уровня моря. Предполагается, что еще один механизм амплитудной модуляции годовых волн может быть связан с изменениями частоты собственных бароклинных колебаний Балтийского моря из-за межгодовых вариаций его стратификации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ekman M., Stigebrandt A.* Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1990. Vol. 95, iss. C4. P. 5379–5383. https://doi.org/10.1029/jc095ic04p05379
2. *Медведев И. П.* Сезонные колебания уровня Балтийского моря // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 42–54. EDN TACMRT.
3. *Gill A. E., Niller P. P.* The theory of the seasonal variability in the ocean // Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1973. Vol. 20, iss. 2. P. 141–177. https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90049-1
4. *Leppäranta M., Myrberg K.* Physical oceanography of the Baltic Sea. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2009. 378 p. https://doi.org/10.1007/978-3-540-79703-6
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 3. Балтийское море. Вып. I. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф. С. Терзиева, В. А. Рожкова, А. И. Смирновой. СПб. : Гидрометеоиздат, 1992. 449 с. (Проект «Моря СССР»).
6. *Cheng Y., Xu Q., Li X.* Spatio-temporal variability of annual sea level cycle in the Baltic Sea // Remote Sensing. 2018. Vol. 10, iss. 4. 528. https://doi.org/10.3390/rs10040528
7. *Männikus R., Soomere T., Viška M.* Variations in the mean, seasonal and extreme water level on the Latvian coast, the eastern Baltic Sea, during 1961–2018 // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. Vol. 245. 106827. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106827
8. Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry / E. A. Zakharchuk [et al.] // Continental Shelf Research. 2022. Vol. 249 104863. https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104863
9. Стационарное и нестационарное описание сезонной изменчивости уровня Балтийского моря по данным мареографических измерений / Е. А. Захарчук [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 6. С. 655–678. EDN XXKFYV. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-6-655-678

10. *Lisitzin E.* Sea-Level Changes. Amsterdam : Elsevier Scientific Publishing Company, 1974. 286 p.

11. *Plag H.-P., Tsimplis M. N.* Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability // Global and Planetary Change. 1999. Vol. 20, iss. 2–3. P. 173–203. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00069-1

12. *Hünicke B., Zorita E.* Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2008. Vol. 60, iss. 1. P. 154–164. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x

13. *Stramska M., Kowalewska-Kalkowska H., Świrgoń M.* Seasonal variability in the Baltic Sea level // Oceanologia. 2013. Vol. 55, iss. 4. P. 787–807. https://doi.org/10.5697/oc.55-4.787

14. *Johansson M. M., Kahma K. K.* On the statistical relationship between the geostrophic wind and sea level variations in the Baltic Sea // Boreal Environment Research. 2016. Vol. 21. P. 25–43.

15. *Barbosa S. M.*, *Donner R. V.* Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2016. Vol. 68. 30540. https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.30540

16. *Łabuz T. A., Kowalewska-Kalkowska H.* Coastal erosion caused by the heavy storm surge of November 2004 in the southern Baltic sea // Climate Research. 2011. Vol. 48, no. 1. P. 93–101. https://doi.org/10.3354/cr00927

17. Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region / R. Weisse [et al.] // Earth System Dynamics. 2021. Vol. 12, iss. 3. P. 871–898. https://doi.org/10.5194/esd-12-871-2021

18. *Гордеева С. М., Малинин В. Н.* Изменчивость морского уровня Финского залива. СПб. : РГГМУ, 2014. 178 с. EDN VWABFU.

19. *Samuelsson M., Stigebrandt A.* Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1996. Vol. 48, iss. 5. P. 672–683. https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i5.12165

20. *Gustafsson B. G., Andersson H. C.* Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, iss. C9. P. 19731–19744. https://doi.org/10.1029/2000jc000593

21. *Ekman M.* The changing level of the Baltic sea during 300 years: A clue to understanding the Earth. Summer Inst. for Historical Geophysics, 2009. 155 p.

22. *Захарчук Е. А., Тихонова Н. А.* О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений // Метеорология и гидрология. 2011. № 8. С. 54–64. EDN NXUMIN.

23. Spatiotemporal structure of Baltic free sea level oscillations in barotropic and baroclinic conditions from hydrodynamic modelling / E. A. Zakharchuk [et al.] // Ocean Science. 2021. Vol. 17, iss. 2. P. 543–559. https://doi.org/10.5194/os-17-543-2021

24. *Ekman M.* A common pattern for interannual and periodical sea level variations in the Baltic Sea and adjacent waters // Geophysica. 1996. Vol. 32, iss. 3. P. 261–272.

25. *Chelton D. B., Schlax M. G.* Global observations of oceanic Rossby waves // Science. 1996. Vol. 272, iss. 5259. P. 234–238. https://doi.org/10.1126/science.272.5259.234

26. *Döös K.* Influence of the Rossby waves on the seasonal cycle in the tropical Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104, iss. C12. P. 29591–29598. https://doi.org/10.1029/1999jc900126

27. *Белоненко Т. В., Захарчук Е. А., Фукс В. Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. СПб. : Издательство Санкт-Петербургского государственного университета, 2004. 212 с. EDN QKFERR.

28. *Yuan D., Han W.* Roles of equatorial waves and western boundary reflection in the seasonal circulation of the equatorial Indian Ocean // Journal of Physical Oceanography. 2006. Vol. 36, iss. 5. P. 930–944. https://doi.org/10.1175/JPO2905.1

29. Coherent modulation of the sea-level annual cycle in the United States by Atlantic Rossby waves / F. M. Calafat [et al.] // Nature Communications. 2018. Vol. 9. 2571. https://doi.org/10.1038/s41467-018-04898-y

30. *Bretherton F. P., Davis R. E., Fandry C. B.* A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73 // Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1976. Vol. 23, iss. 7. P. 559–582. https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90001-2

31. DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years / M.-I. Pujol [et al.] // Ocean Science. 2016. Vol. 12, iss. 5. P. 1067–1090. https://doi.org/10.5194/os-12-1067-2016

32. *Le Traon P. Y., Nadal F., Ducet N.* An improved mapping method of multisatellite altimeter data // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1998. Vol. 15, iss. 2. P. 522–534. https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2

33. *Voinov G. N.* Non-tidal sea level oscillation // Polar seas oceanography : an integrated case study of the Kara Sea / V. A. Volkov [et al.]. Berlin : Springer, 2002. P. 61–77. (Springer-Praxis books in geophysical sciences).

34. *Тареев Б. А.* Градиентно-вихревые волны на материковом склоне океана // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. № 4. С. 431–436.

35. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане : в 2-х ч. М. : Мир, 1981.

36. *Педлоски Д.* Геофизическая гидродинамика : в 2-х т. М. : Мир, 1984.

37. Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов / А. К. Гусев, Е. А. Захарчук [и др.] ; под ред. Е. А. Захарчука. СПб. : Гидрометеоиздат, 2007. 354 с.

38. *Фукс В. Р.* Градиентно-вихревые волны в Балтийском море // Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 63–68. EDN KUITZR.

39. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана : в 2 т. М. : Мир, 1986.

40. *Fennel W., Seifert T., Kayser B.* Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea // Continental Shelf Research. 1991. Vol. 11, iss. 1. P. 23–36. https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90032-2

41. Baroclinic Rossby radius of deformation in the southern Baltic Sea / R. Osiński [et al.] // Oceanologia. 2010. Vol. 52, no. 3. P. 417–429. https://doi.org/10.5697/oc.52-3.417

42. Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas / A. Kurkin [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20. ES4008. https://doi.org/10.2205/2020ES000737

43. *Коняев К. В., Сабинин К. Д.* Волны внутри океана. СПб. : Гидрометеоиздат, 1992. 271 с.

44. *Carmack E. C., Kulikov E. A.* Wind-forced upwelling and internal Kelvin wave generation in Mackenzie Canyon, Beaufort Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1998. Vol. 103, iss. C9. P. 18447-18458. https://doi.org/10.1029/98JC00113

45. *De Boor C.* A Practical Guide to Splines. Revised edition. New York : Springer, 1978. 348 p. (Applied Mathematical Sciences ; vol. 27).

46. *Войнов Г. Н.* Способ расчета сезонной изменчивости основных волн приливов при их малой величине (на примере Балтийского моря) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3. С. 101–109. EDN PMIUVD.

47. *Liblik T., Lips U.* Stratification has strengthened in the Baltic sea – an analysis of 35 years of observational data // Frontiers in Earth Science. 2019. Vol. 7. 174. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00174

48. *Литина Е. Н., Захарчук Е. А., Тихонова Н. А.* Динамика гипоксийных зон в Балтийском море на рубеже XX и XXI веков // Водные ресурсы. 2020. Т. 47, № 3. С. 322–329. EDN LLGKAS. https://doi.org/10.31857/s0321059620030098

49. Salinity dynamics of the Baltic Sea / A. Lehmann [et al.] // Earth System Dynamics. 2022. Vol. 13, iss. 1. P. 373–392. https://doi.org/10.5194/esd-13-373-2022

50. *Максимов И. В., Карклин В. П.* Полюсный прилив в Балтийском море // Доклады Академии наук СССР. 1965. Т. 161, № 3. С. 580–582.

51. *Медведев И. П., Рабинович А. Б., Куликов Е. А.* Полюсный прилив в Балтийском море // Океанология. 2014. Т. 54, № 2. С. 137–148. 137–148. EDN RYWABF. https://doi.org/10.7868/S0030157414020178

Об авторах:

Захарчук Евгений Александрович, зав. кафедрой океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В.О., д. 33–35), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6079-5739**, **ResearcherID: N-1644-2013**, **Scopus Author ID: 6603158329**, **SPIN-код**: **7724-4240**, eazakharchuk@yandex.ru

Тихонова Наталья Александровна, доцент кафедры океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В.О., д. 33–35); и. о. завлабораторией, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4546-4920**, **ResearcherID: I-4647-2015**, **Scopus Author ID**: **11239410500**, **SPIN-код**: **9870-7279**, i@ntikhonova.ru

Сухачев Владимир Николаевич, научный сотрудник, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В.О., д. 33–35); научный сотрудник, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4821-4342**, **ResearcherID: N-7470-2015**, **Scopus Author ID**: **55969236600**, syhachev@mail.ru

Научная статья

УДК 551.465
EDN: QJIKYN

Влияние апвеллинга на распределение хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в летний период 2000–2019 годов

М. В. Капустина [1, ✉], А. В. Зимин [1, 2]

[1] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН*, *Москва*, *Россия*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*, *Санкт-Петербург*, *Россия*
✉ *kapustina.mariya@ya.ru*

Поступила в редакцию 10.04.2023; одобрена после рецензирования 12.01.2024;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Получение количественных оценок влияния апвеллинга на распределение хлорофилла *a* летом в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в 2000–2019 гг. – цель настоящей работы.
Методы и результаты. По данным о повторяемости и продолжительности апвеллингов за июнь – август 2000–2019 гг. и мультисенсорных спутниковых наблюдений концентрации хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики получены среднемноголетние и среднемесячные значения исследуемых параметров и оценено влияние событий подъема вод на концентрацию хлорофилла *a* в поверхностном слое моря. Показано влияние апвеллингов на пространственное распределение хлорофилла *a* в прибрежной зоне моря. Установлено, что снижение его концентрации более чем на 1 мг/м^3 наблюдается после подъема вод любой продолжительности и во все месяцы. Максимальные падения концентрации хлорофилла *a* отмечены после длительных апвеллингов продолжительностью > 6 дней.
Выводы. В течение недели после апвеллинга летом в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики наблюдаются пониженные концентрации хлорофилла *a* по сравнению со значениями, предшествующими возникновению апвеллинга.

Ключевые слова: температура поверхности моря, прибрежный апвеллинг, концентрация хлорофилла *a*, спутниковые данные, Юго-Восточная Балтика

Благодарности: работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025).

Для цитирования: *Капустина М. В.*, *Зимин А. В.* Влияние апвеллинга на распределение хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в летний период 2000–2019 годов // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 255–270. EDN QJIKYN.

Original article

Influence of Coastal Upwelling on Chlorophyll *a* Distribution in the Coastal Zone of the Southeastern Baltic Sea in Summer Periods, 2000–2019

M. V. Kapustina [1, ✉], A. V. Zimin [1, 2]

[1] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences*, *Moscow*, *Russia*
[2] *Saint Petersburg State University*, *Saint Petersburg*, *Russia*
✉ *kapustina.mariya@ya.ru*

Abstract
Purpose. The study is purposed at obtaining the quantitative estimates of coastal upwelling influence on the distribution of chlorophyll *a* in the coastal zone of the southeastern Baltic Sea during the summer seasons in 2000–2019.
Methods and Results. Based on the data both on frequency and duration of upwelling events for June – August 2000–2019 and the chlorophyll a concentrations derived from multi-sensor satellite observations in the coastal zone of the southeastern Baltic Sea, the long-term and monthly average values of the studied parameters are obtained, and the influence of upwelling events on the chlorophyll a concentration in the sea surface layer is assessed. The spatial variability of chlorophyll a in the coastal areas is found to be related to the influence of upwelling events. On the average, the chlorophyll a concentration decreases by more than 1 mg/m3 after an upwelling of any duration and in all summer months. The concentration drop is most significant after the upwelling events lasting more than 6 days.
Conclusions. The reduced chlorophyll *a* concentrations (as compared to the pre-upwelling values) are observed in course of a week after a coastal upwelling event in the southeastern Baltic Sea.

Keywords: sea surface temperature, coastal upwelling, chlorophyll *a* concentration, remote sensing data, southeastern Baltic Sea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of IO RAS (theme No. FMWE-2024-0025).

For citation: Kapustina, M.V. and Zimin, A.V., 2024. Influence of Coastal Upwelling on Chlorophyll *a* Distribution in the Coastal Zone of the Southeastern Baltic Sea in Summer Periods, 2000–2019. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 231-245.

Введение

Апвеллинг – нередкое явление, которое по средним многолетним оценкам прослеживается в течение ~ 10% дней в теплый период года в мелководных районах акватории Юго-Восточной Балтики (ЮВБ) [1–3]. В среднем на акватории за летний сезон 2000–2019 гг. наблюдается четыре апвеллинга суммарной продолжительностью > 20 дней при средней площади зоны апвеллинга ~ 620 км^2. Соответственно, апвеллинг несомненно является важным механизмом транспорта биогенных элементов в поверхностный слой [4, 5], что оказывает влияние на биопродуктивность прибрежных районов ЮВБ, одним из индикаторов которой является концентрация основного пигмента фитопланктона – хлорофилла *a*. Отметим, что его изменчивость может быть изучена

в широком диапазоне пространственных и временных масштабов с использованием данных спутниковых наблюдений.

Прибрежный апвеллинг в летний период в первые несколько дней своего развития сгоняет поверхностные воды от берега, вследствие чего в прибрежной зоне наблюдается уменьшение содержания фитопланктона и его основной характеристики – концентрации хлорофилла *a* [6, 7]. Со стабилизацией процесса апвеллинга в течение нескольких дней наблюдается рост первичной продукции, связанный с развитием фитопланктонных сообществ, вызванным поднятием в эвфотическую зону биогенных веществ и повышением температуры [8–13]. Далее отмечается снижение первичной продукции, связанное с быстрым, в течение одной-двух недель, потреблением поднятых к поверхности биогенных веществ [14]. При этом в Балтийском море в результате апвеллинга может изменяться соотношение азот : фосфор, что может влиять на состав фитопланктонных сообществ [8, 15]. Иногда апвеллинг может приводить к понижению продуктивности района, например в случае, если поднятые воды замещают воду, поступающую со стоком рек или заливов [4, 6], или при устойчивом и частом его появлении в одном и том же районе [16, 17].

На концентрацию хлорофилла *a* в ходе апвеллинга влияют также биотические факторы и сезонный ход вертикальной структуры вод, связанный с изменением градиента и положения термоклина и нутриклина [4, 18]. Так, в ЮВБ в июне, после весеннего «цветения» воды при массовом развитии водорослей в результате обеднения поверхностных вод биогенными элементами, наступает стадия летнего минимума биомассы фитопланктона. В июле температура поверхности моря (ТПМ) становится выше, формируется ярко выраженный приповерхностый термоклин (что провоцирует массовое развитие азотфиксирующих цианобактерий) и концентрация хлорофилла *a* достигает пиковых значений; в августе в прибрежной зоне она снижается [19].

Необходимо отметить, что наибольшие концентрации хлорофилла *a*, по данным спутниковых радиометров, в исследуемом регионе наблюдаются в прибрежной зоне от м. Таран до побережья Куршской косы, где они достигают эвтрофного уровня (> 4 мг/м^3) [19], что частично пересекается с областями максимальной многолетней повторяемости апвеллингов в районе плато Рыбачий и около м. Таран [2]. При этом работы, посвященные вопросу оценки влияния апвеллингов на изменчивость концентрации фитопланктона в ЮВБ, основаны преимущественно на весьма редких по пространству контактных наблюдениях [14] или на рассмотрении отдельных случаев, иллюстрирующих возможности спутниковых методов исследования [20], хотя эти сведения, обобщенные за многолетний период, важны для решения практических задач в области рекреации и оценки изменения экологического состояния прибрежной зоны.

Использование данных дистанционного зондирования позволяет проводить широкомасштабные наблюдения за распределением и изменчивостью концентрации хлорофилла *a* [21], в том числе под влиянием апвеллинга [6, 22, 23]. Основные преимущества последних – мгновенная съемка обширных акваторий и высокое пространственное разрешение. Тем не менее следует иметь

в виду, что среднегодовая облачность Балтийского моря составляет > 58% [24]. В присутствии облаков спутниковые данные в оптическом диапазоне, даже получаемые на регулярной основе, весьма фрагментарны. В таких условиях целесообразен мониторинг концентрации хлорофилла *a* не по всему району, а на отдельных профилях аналогично тому, как это было сделано в работах [23, 25].

Текущее исследование нацелено на получение оценок влияния прибрежного апвеллинга на распределение хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики за прошедшие две декады XXI в.

Материалы и методы

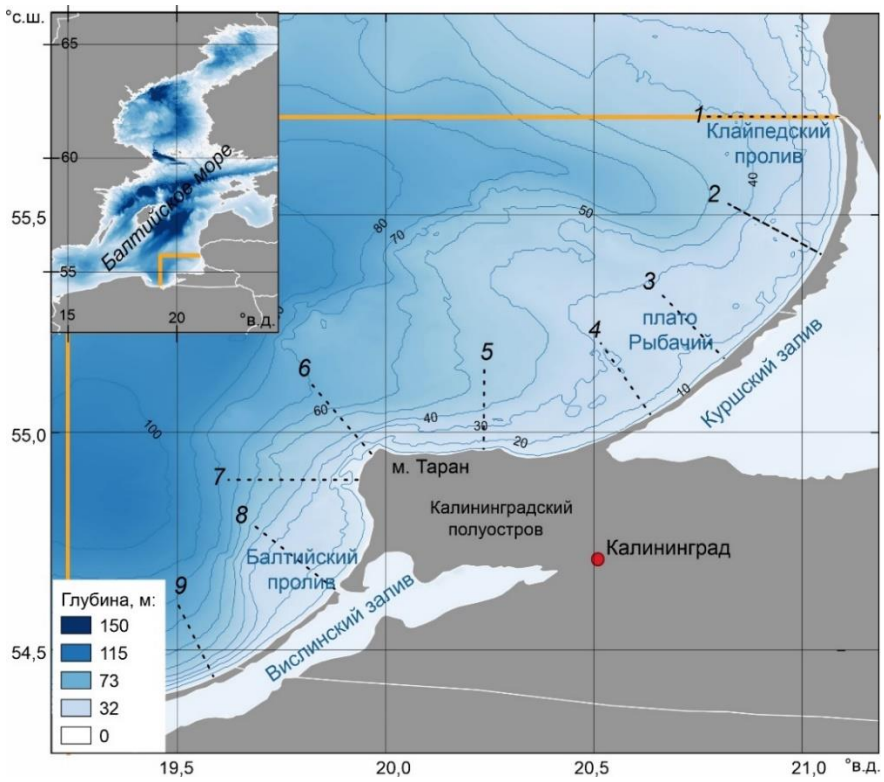
Исходными данными для анализа взаимосвязи апвеллингов и хлорофилла *a* в ЮВБ стали даты и районы апвеллингов за июнь – август 2000–2019 гг. в прибрежной зоне ЮВБ из [26] и ежесуточные данные мультисенсорных спутниковых наблюдений (объединенные данные сенсоров *MERIS/ENVISAT*, *MODIS/AQUA*, *SeaWiFS/SEASTAR* и *VIIRS/SUOMI-NPP*) концентрации хлорофилла *a* (мг/м^3) на регулярной сетке с размером ячейки 1 × 1 км в поверхностном слое Балтийского моря [1].

Анализ пространственной и внутрисезонной изменчивости повторяемости апвеллингов и хлорофилла *a* в ЮВБ. Для описания внутрисезонной пространственной изменчивости повторяемости апвеллингов, ТПМ и хлорофилла *a* в ЮВБ были построены осредненные карты этих параметров за 2000–2019 гг. помесячно и за летний сезон для акватории, показанной на рис. 1. Концентрации хлорофилла *a* рассчитывались помесячно и за летний сезон в тех ячейках, в которых наблюдалось > 25% значений за рассматриваемый период. Повторяемость апвеллинга оценивалась как количество дней с наблюдаемой отрицательной температурной аномалией, полученных в заданной ячейке по методике из работы [2] за месяц или за сезон.

Влияние апвеллингов на концентрацию хлорофилла *a* в Юго-Восточной Балтике. Для каждого выделенного подъема глубинных вод с использованием программного обеспечения *Quantum GIS* были построены профили изменчивости хлорофилла *a* длиной ~ 20 км, что примерно соответствовало прибрежным изобатам от 0 до 30–75 м. Всего вдоль побережья построены 9 профилей, расположенных по нормали к берегу с интервалом (в зависимости от конфигурации берега) 7–30 км между ними (рис. 1). Выбор положения профилей был проведен с учетом районов с наибольшей повторяемостью апвеллингов из [2, 26]. Значения хлорофилла *a* на профилях были получены из ежедневых карт данных мультисенсорных спутниковых наблюдений. Для каждого события апвеллинга отбирался для анализа один из профилей, наиболее обес-

[1] Baltic Sea Reprocessed Surface Chlorophyll Concentration from Multi Satellite observations. 2012. https://doi.org/10.48670/moi-00083

печенный данными по хлорофиллу *a* в течение рассматриваемого периода, путем наложения на единую географическую основу обоих исследуемых параметров.



Р и с. 1. Район исследования (в желтой рамке), изобаты через каждые 10 м (синие кривые) [2] и профили, использованные при анализе изменчивости хлорофилла *a* на поверхности моря (черные штриховые линии)

F i g. 1. Study area (yellow box), isobaths in each 10 m (blue curves) [2], and profiles used in the analysis of chlorophyll *a* variability on the sea surface (dashed black lines)

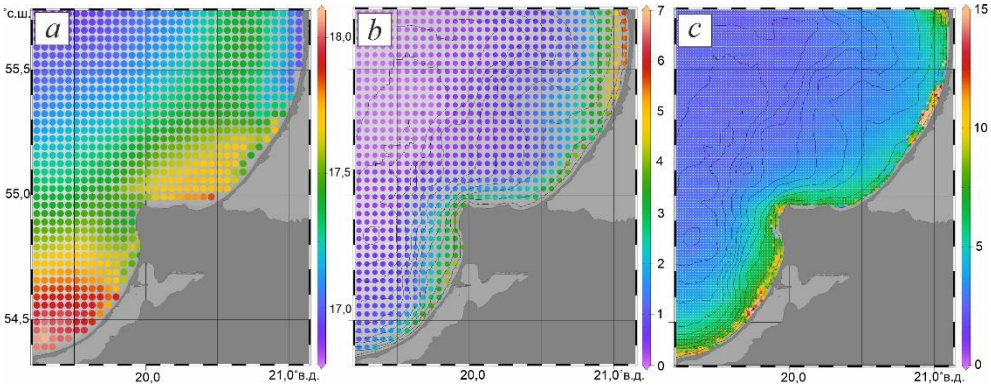
На выбранном профиле отмечались зоны апвеллинга из [2, 26], что позволило рассчитать значения концентрации хлорофилла *a* (мг/м^3) в этой зоне и вне ее. Дополнительно были выполнены оценки средних значений указанной характеристики по всему профилю до, во время и после апвеллинга. Для получения удовлетворительной обеспеченности данными по хлорофиллу *a* до и после апвеллинга в анализ включались данные, входящие во временной интервал до 7 дней, за исключением случаев выхода событий за рассматриваемый летний сезон или отсутствия данных. Всего был исследован 31 период с апвеллингом общей продолжительностью 590 дней (для случаев продолжительностью 1–42 дня). Оценивались влияние продолжительности апвеллингов на изменение

[2] The GEBCO_2022 Grid – a continuous terrain model of the global oceans and land / GEBCO Bathymetry Compilation Group 2022. NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC, 2022. https://doi.org/10.5285/e0f0bb80-ab44-2739-e053-6c86abc0289c

концентрации хлорофилла *a*, а также их вклад в ее внутрисезонный ход и многолетнюю изменчивость.

Результаты

Анализ внутрисезонной изменчивости повторяемости апвеллингов и хлорофилла *a* в ЮВБ. На карте ТПМ районы северного побережья Куршской косы и западного побережья Калининградского п-ова четко выделяются по более низким температурам (ниже на 0,5–1°С), чем в целом в прибрежной зоне (рис. 2). В зависимости от частоты апвеллингов в летний период в прибрежной акватории выделяются несколько районов: северное побережье Калининградского п-ова и западная часть Вислинской косы, где апвеллинг наблюдается до трех дней в месяц; район у м. Таран и южная часть Куршской косы, где апвеллинг наблюдается 3–4 дня в месяц; западное побережье Калининградского п-ова и северная часть Куршской косы, где апвеллинг наблюдается более четырех дней в месяц.



Р и с. 2. Средние за летний сезон 2000–2019 гг.: значения ТПМ (°С) – *a*, повторяемость апвеллингов (среднемноголетнее количество дней с отрицательной температурной аномалией за месяц или за сезон в заданной ячейке) – *b* и концентрация хлорофилла *a* (до 15 мг/м^3) – *c*

F i g. 2. Summer season mean values of SST (°C) – *a*, upwelling repeatability (multi-year average number of the days with negative temperature anomaly per month or season in a given cell) – *b*, and Chl *a* concentration (up to15 mg/m^3) – *c* in 2000–2019

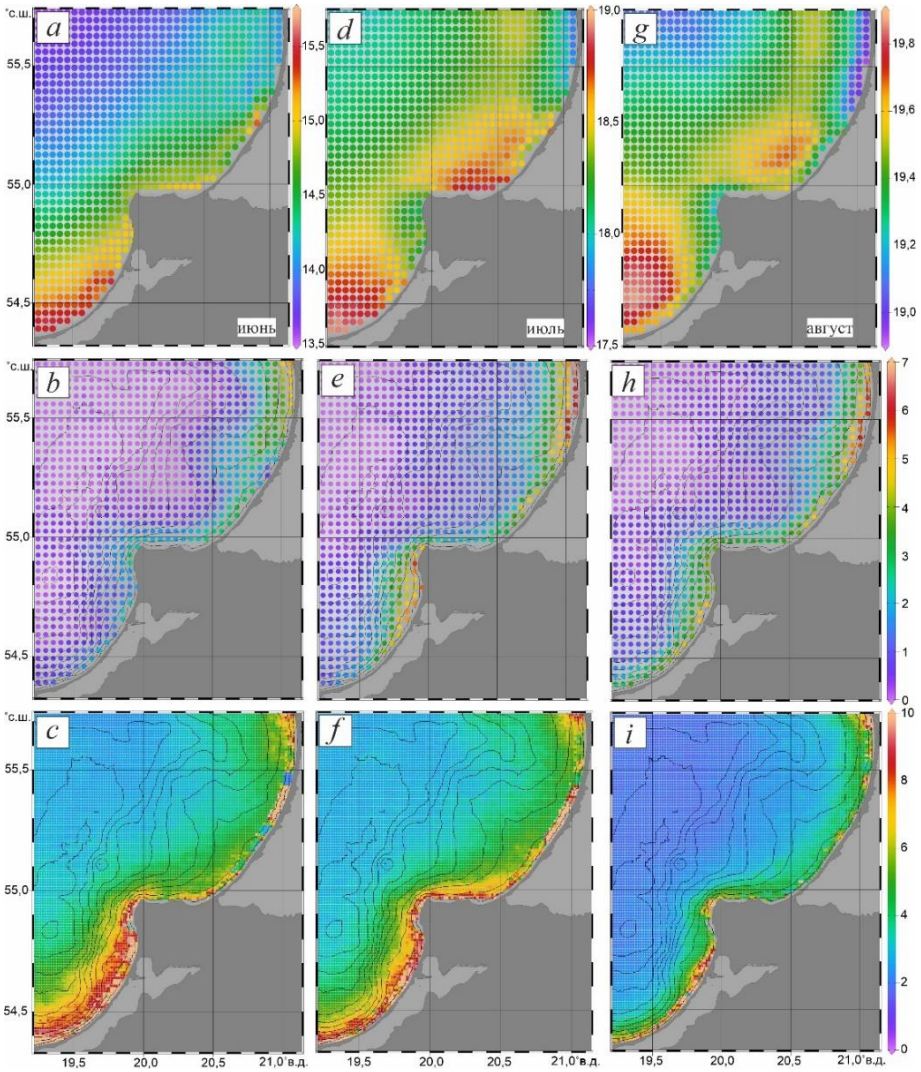
Средняя концентрация хлорофилла *a* в прибрежной зоне в пределах 30-метровой изобаты за лето 2000–2019 гг. составила 5,3 ± 2,7 мг/м^3, что в целом сопоставимо со средними многолетними значениями концентрации в поверхностном слое Балтийского моря, полученными как по спутниковым данным, так и по данным *in situ* [3] [4] [23, 27–30]. Однако они имеют бóльшую дисперсию по сравнению с оценками, полученными по данным контактных наблюдений [31], где концентрация в слое 0–10 м летом 2003–2007 гг. составляла ~ 4,3 ± 1,6 мг/м^3.

[3] Trophic status of coastal and open areas of the south-eastern Baltic Sea based on nutrient and phytoplankton data from 1993–1997 / N. Wasmund [et al.]. Warnemünde : Institut für Ostseeforschung, 2000. 83 p. (Meereswissenschaftliche Berichte ; vol. 38). https://doi.org/10.12754/msr-2000-0038

[4] *Bukanova T.*, *Nizhnikovskaya O.*, *Trushevskiy A.* Assessment of eutrophication in the Baltic Sea coastal waters from satellite imagery // 2nd Student Workshop on Ecology and Optics of Coastal Zones, 2016. Kaliningrad, Russia, 2016. P. 1–4.

В целом же концентрация хлорофилла *a* в Балтийском море изменяется в широком диапазоне 0,3–130 мг/м^3 [32]. В районе исследования отмечаются локальные повышения концентрации, связанные со стоком Вислы, Калининградского и Куршского заливов. На акватории четко выделяется район с глубинами < 30 м, где отмечаются повышенные повторяемость апвеллингов (не менее трех дней в месяц) и концентрация хлорофилла *a* (> 5 мг/м^3).

Для оценки влияния внутрисезонной изменчивости апвеллингов на концентрацию хлорофилла *a* были построены карты среднемесячных значений этих параметров по данным 2000–2019 гг., дополненные картами ТПМ (рис. 3).



Р и с. 3. Внутрисезонная изменчивость: ТПМ (°С) в июне (*a*), июле (*d*) и августе (*g*); повторяемость апвеллингов (среднемноголетнее количество дней с отрицательной температурной аномалией за месяц или за сезон в заданной ячейке) в июне (*b*), июле (*e*) и августе (*h*); концентрации хлорофилла *a* (мг/м^3) в июне (*c*), июле (*f*) и августе (*i*) 2000–2019 гг.

F i g. 3. Intra-seasonal variability of SST (°C) in June (*a*), July (*d*) and August (*g*); upwelling repeatability (multi-year average number of the days with negative temperature anomaly per month or season in a given cell) in June (*b*), July (*e*) and August (*h*); Chl *a* concentration (mg/m^3) in June (*c*), July (*f*) and August (*i*) in 2000–2019

В прибрежной зоне в июне ТПМ изменялась в пределах от 13,5°С в открытой части моря до 15,5°С в районе западной части Вислинской косы; вдоль северного побережья области температура составляла ~ 15°С. К северу от плато Рыбачий наблюдалось локальное повышение температуры (до 15,3°С), в северной части Куршской косы температура составляла ~ 14,1°С, что соответствовало максимальной повторяемости отрицательных аномалий температуры в этой части прибрежной зоны (рис. 3, *a*). Наибольшей площади в июне апвеллинг достигал в районе плато Рыбачий, что связано с особенностями топографии дна – в этой части акватории наблюдается обширное мелководное плато. Средняя площадь апвеллинга в июне у западного побережья Калининградского п-ова была значительно меньше площади у северного, что связано с большим уклоном дна (рис. 3, *b*). В июне самые высокие концентрации хлорофилла *a* отмечались севернее плато Рыбачий. Около Вислинской косы концентрации были выше, чем вдоль северного побережья Калининградского п-ова и южной части Куршской косы, что, вероятно, связано с более высокой ТПМ в этом районе (рис. 3, *c*).

Отметим, что в Балтийском море доминантами фитопланктонных сообществ летом являются цианобактерии *Nodularia spumigena*, *Anabaena* spp. и *Aphanizomenon* sp. [5] [33], первые два вида наблюдаются на глубинах 10 м и менее [34], последний обнаруживается на больших глубинах. Вероятно, повышенные концентрации хлорофилла *a* в южной части района исследования в июне связаны с оптимальными для развития цианобактерий условиями [35]. В среднем в пределах 30-метровой изобаты концентрация составляет ~ 6,88 мг/м^3, что сопоставимо с полученными ранее оценками [3], [4] [27, 28].

Пространственная изменчивость ТПМ в июле несколько отлична от июньской: наиболее высокая температура наблюдается в южной части района и вдоль северного побережья области (до 19°С). Минимальная температура прослеживается в северной части Куршской косы и составляет ~ 17,8°С, в открытой части моря – до 18°С (рис. 3, *d*). От июня к июлю наблюдается рост количества отрицательных температурных аномалий. В июле возникает еще одна область частой встречаемости отрицательных аномалий в районе западного побережья Калининградской области (рис. 3, *e*). В этом же месяце наблюдается существенно большее количество апвеллингов вдоль западного побережья области по сравнению с другими месяцами (~ 6 дней в месяц в июле против 3–4 дней в июне и августе). Наблюдаемое в июле «цветение» воды, связанное с массовым развитием цианобактерий и увеличением температуры воды в прибрежной зоне, отражается в увеличении концентрации хлорофилла *a* в прибрежной зоне вдоль северного побережья Калининградского п-ова (рис. 3, *f*). В то же время в южной части региона концентрация рассматриваемого параметра уменьшается по сравнению с июнем, что может быть связано

[5] *Neumann T.*, *Schernewski G.* Will algal blooms in the Baltic Sea increase in future? Model simulations with different eutrophication combat strategies // Low-lying coastal areas – hydrology and integrated coastal zone management : International symposium on Low-lying coastal areas. Hydrology and integrated coastal zone management. Bremerhaven, Federal Republic of Germany, 9–12 September 2002. Koblenz, 2002. P. 139–145. (IHP/OHP-Berichte ; sonderheft 13).

с истощением запаса биогенных элементов в этом районе в связи с более ранним «цветением» воды. В среднем в прибрежной зоне концентрация хлорофилла *a* составляет ~ 7 мг/м^3.

В прибрежной зоне в августе ТПМ до изобат 20–40 м несколько ниже, чем в районах с бóльшими глубинами (рис. 3, *g*). Максимальная температура также наблюдается в южной части ЮВБ, в районе 70-метровой изобаты (до 19,9°С), минимальная – в северной части Куршской косы (до 19°С). В августе прослеживается незначительное снижение количества апвеллингов по сравнению с июлем (рис. 3, *h*). В августе площадь частого проявления апвеллинга вдоль побережья Куршской косы и западного побережья области уменьшается. Вероятно, это связано с прогревом на широком мелководье и увеличением глубины залегания сезонного термоклина. Наибольшее количество апвеллингов в августе, как и в июне – июле, наблюдается у выхода из Куршского залива, что также отмечено в [20]. В августе средние значения концентрации хлорофилла *a* несколько ниже, чем в июне и июле (< 5 мг/м^3), что отмечается и в [36, 37]. Наиболее высокие значения наблюдаются к западу от м. Таран и в районе выходов из заливов (рис. 3, *i*).

Повышенные значения концентрации хлорофилла *a* закономерно наблюдаются в районах выходов из заливов. В районе, близком к Клайпедскому проливу, зона с повышенными концентрациями в июне и июле имеет меньшую площадь, чем в районе Балтийского пролива. Повышенные значения концентрации в южной части акватории могут быть связаны с влиянием выноса р. Висла, в северной части – с распространением вод Куршского залива на север. Вероятно, это можно объяснить тем, что в целом Куршский залив характеризуется более высоким уровнем продуктивности фитопланктона по сравнению с Калининградским заливом [38].

Описанная пространственная изменчивость хлорофилла *a* в прибрежной зоне ЮВБ указывает на наличие не только внутрисезонных колебаний, но и региональных особенностей распределения, возможно, вызванных влиянием мезомасштабных процессов (таких как апвеллинг), развивающихся в прибрежной зоне.

Для количественной оценки влияния апвеллингов на концентрацию хлорофилла *a* в прибрежной зоне был проведен анализ наиболее обеспеченных спутниковыми данными апвеллингов.

Количественная оценка влияния апвеллингов на концентрацию хлорофилла *a* в Юго-Восточной Балтике. В табл. 1 приведены средние значения концентрации хлорофилла *a* на профиле до, во время и после апвеллинга за 2000–2019 гг. Прочерки соответствуют периодам, за которые данных не было.

Из табл. 1 следует, что пониженные концентрации хлорофилла *a* в прибрежной зоне после апвеллинга по сравнению со значениями концентрации до него проявляются независимо от его продолжительности. В среднем за весь период исследования после начала апвеллинга хлорофилл *a* падает на 0,4 мг/м^3, после его окончания – на 1,42 мг/м^3 (27%). Наибольшее снижение концентрации (~ 4,5 мг/м^3, или 67%) после апвеллинга наблюдалось в июне 2016 г. При этом в 9 случаях из 31 понижение концентрации после апвеллинга

составило > 3 мг/м^3 (падение на 37–67%), в 11 случаях – > 1 мг/м^3. Концентрация хлорофилла *a* во время апвеллинга в среднем на профиле чаще была ниже, чем в зоне апвеллинга. Вероятно, это связано с повышенными значениями концентрации в целом в прибрежной зоне (см. рис. 2, *c*).

Таблица 1
Table 1

Концентрация хлорофилла *a* до, во время и после апвеллинга
Chlorophyll *a* concentration before, during and after upwelling

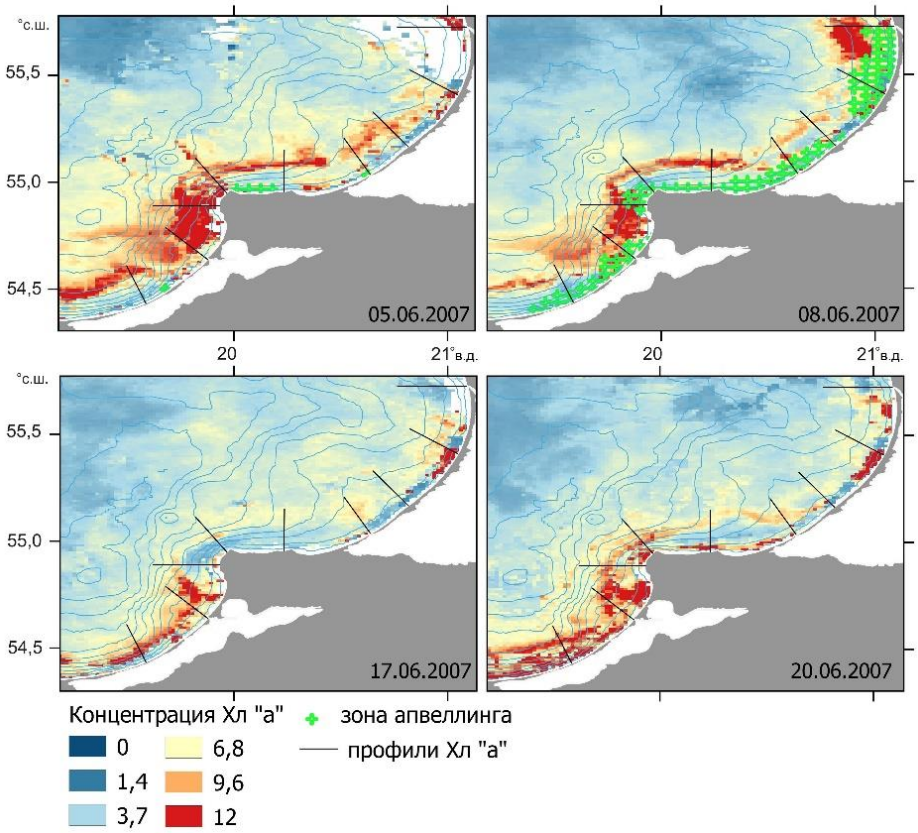
Даты апвеллинга на профиле / Upwelling dates on profile	Номер профиля / Profile number	Длительность апвеллинга, дни / Upwelling duration, days	Средняя концентрация хлорофилла *a*, мг/м^3 / Mean concentration of chlorophyll *a*, mg/m^3		
			до апвеллинга / before upwelling	во время апвеллинга / during upwelling	после апвеллинга / after upwelling
04–10.07.2001	*3*	7	6,26	5,22	2,57
23–31.07.2001	*3*	9	2,72	3,27	5,70
23–26.08.2001	*3*	4	3,22	4,33	3,03
17–19.07.2002	*4*	3	6,12	5,67	2,84
04–31.08.2002	*4*	27	5,19	4,51	–
02–05.06.2003	*6*	4	1,22	1,98	1,67
16.07–14.08.2003	*1*	30	4,34	7,31	4,52
07–15.08.2004	*4*	9	4,55	3,59	3,83
09–13.07.2005	*9*	5	8,95	7,56	5,66
03–09.07.2006	*4*	7	6,36	3,92	3,35
12.07–22.08.2006	*4*	42	3,35	3,78	1,52
07–12.06.2007	*6*	6	9,59	7,27	–
15–16.06.2007	*6*	1	–	7,66	6,96
01–10.06.2008	*7*	10	–	3,78	5,31
13–15.07.2008	*8*	3	7,62	8,50	7,57
27.07–03.08.2008	*8*	8	7,50	6,88	3,54
30.06–05.07.2009	*8*	6	–	5,76	6,72
30.06–08.07.2009	*2*	9	5,13	4,52	4,85
08–11.08.2009	*8*	4	6,18	8,68	2,05
15–20.07.2010	*8*	6	9,66	8,92	8,79
04–06.08.2011	*4*	3	3,79	5,36	3,07
23–27.07.2014	*2*	5	6,63	3,46	2,57
23–29.07.2014	*4*	7	5,39	3,78	2,74
09.08.2014	*2*	1	2,54	2,76	2,53
15–25.08.2015	*9*	11	5,78	4,70	2,69
05–09.06.2016	*5*	5	6,70	4,57	2,21
01–05.07.2018	*6*	5	3,33	5,26	3,86
16–21.07.2018	*6*	6	4,45	2,76	5,27
25–29.07.2018	*6*	5	5,27	3,12	–
31.07.2018	*6*	1	–	2,67	2,72
01–08.08.2019	*4*	8	3,32	2,46	2,51
Среднее за 2000–2009 гг. / Mean value for 2000–2009			5,52	5,48	4,22
Среднее за 2010–2019 гг. / Mean value for 2010–2019			5,17	4,15	3,54
Среднее за 2000–2019 гг. / Mean value for 2000–2019			5,38	4,97	3,95

В период 2000–2009 гг. рост хлорофилла *a* после апвеллинга был отмечен три раза: в конце июля 2001 г., начале июня 2003 г. и в середине июля – августа 2003 г. (см. табл. 1); в 2010–2019 гг. после апвеллинга рост отмечался только в июле 2018 г.

Среднее снижение концентрации хлорофилла *a* после апвеллинга во втором десятилетии несколько больше, чем в первом. Это может быть связано как с изменением характеристик исследуемых апвеллингов (изменение их продолжительности и повторяемости по месяцам), так и с влиянием сезонного хода концентрации хлорофилла *a*: во второй половине июля – августе наблюдается естественное снижение, что может быть связано с истощением запаса биогенных элементов в этом районе, при этом во втором десятилетии большую долю из всех рассматриваемых составляли апвеллинги июля и августа.

Большая часть из исследуемых (см. табл. 1) приходилось на апвеллинги продолжительностью до 5 дней (14 из 31). При этом в среднем в первую декаду продолжительность включенных в анализ апвеллингов составляет ~ 10 дней, во вторую – чуть более 5. После коротких апвеллингов (продолжительность 5 дней и менее) концентрация хлорофилла *a* падает в среднем на 1,24 мг/м^3, после более длительных – на 1,89 мг/м^3.

В качестве иллюстрации влияния апвеллинга на концентрацию хлорофилла *a* в прибрежной зоне на рис. 4 приведены карты ее изменения в июне 2007 г.



Р и с. 4. Изменение концентрации хлорофилла *a* во время и после апвеллинга 4–16 июня 2007 г.
F i g. 4. Changes in Chl *a* concentration during and after the upwelling event on June 4–16, 2007

Апвеллинг, наблюдавшийся в период 4–16 июня 2007 г., привел к следующему изменению концентрации хлорофилла *a*: в первый день (5 июня) ее среднее значение в зоне апвеллинга снизилось до ~ 3 мг/м^3, при этом вне зон апвеллинга оно составляло ~ 10 мг/м^3 (рис. 4). На профиле *6* (рис. 1, район м. Таран) 8 июня на границе апвеллинга на расстоянии ~ 9 км от берега был отмечен фронт хлорофилла *a*, характеризующийся падением концентрации в два раза, с 7–8 до 4 мг/м^3 (в [25] было показано падение концентрации на 40–50%). После окончания апвеллинга (17 июня) концентрация в прибрежной зоне района исследования шириной ~ 7 км по-прежнему была понижена, ее рост в прибрежной зоне был отмечен только с 20 июня – на четвертый день после окончания апвеллинга.

Ранее для Балтийского моря было показано, что в прибрежных районах между ростом фитопланктона и поступлением биогенов в поверхностный слой в результате апвеллинга существует задержка во времени [8, 23, 39]. Например, в Финском заливе и у о. Готланд увеличение биомассы фитопланктона наступало с задержкой на 2–3 недели после апвеллинга. В работе [11] роста фитопланктона после окончания апвеллинга вообще отмечено не было, что авторы связывают с тем, что через 10 дней после окончания одного апвеллинга начался следующий. При этом продолжительность временного промежутка между поступлением биогенных элементов и ростом фитопланктона зависит не только от характеристик апвеллинга, но и от видового состава фитопланктона в его области апвеллинга, а также от соотношения питательных веществ и температуры поднятой в поверхностный слой воды. Важным фактором также является продолжительность периода адаптации поднятых в поверхностный слой фитопланктонных сообществ к температуре, свету и концентрации биогенов [7].

Отметим, что ввиду наличия сезонного хода концентрации хлорофилла *a*, связанного с абиотическим факторами и сукцессией фитопланктонного сообщества, также важно знать количественный вклад апвеллингов в изменчивость его концентрации в течение летнего сезона на исследуемых профилях (см. рис. 1). Он представлен в табл. 2.

Таблица 2
Table 2

Изменение средней концентрации хлорофилла *a* в летние месяцы в результате апвеллинга
Changes in mean chlorophyll *a* concentration in summer months due to upwelling

Месяц / Month	Средняя концентрация хлорофилла *a*, мг/м^3 / Mean concentration of chlorophyll *a*, mg/m^3	Средняя продолжительность апвеллинга, дни / Upwelling mean duration, days	Средняя концентрация хлорофилла *a*, мг/м^3 / Mean concentration of chlorophyll *a*, mg/m^3	
			до апвеллинга / before upwelling	после апвеллинга / after upwelling
Июнь / June	5,27	5,20	5,84	4,04
Июль / July	5,33	7,18	5,98	4,58
Август / August	3,78	12,11	4,21	2,65

Средние значения хлорофилла *a* на профилях примерно равны в июне и июле, при этом наибольшая средневзвешенная концентрация отмечалась в июне. Вероятно, эта разница отражает внутрисезонное изменение влияния апвеллингов на концентрацию. При этом их средняя продолжительность составляла 5,2–7,18 дней в июне – июле и значительно возрастала к августу. Концентрация хлорофилла *a* в течение недели после апвеллинга демонстрирует пониженные значения во все месяцы и составляет ~ 1,4–1,8 мг/м^3. По сравнению со среднемноголетними данными ее наибольшее снижение отмечается в июне. При этом наибольшее количество раз значительное снижение концентрации после апвеллинга наблюдалось в июле (6 раз из 9 отмеченных за весь период исследования – более чем на 3 мг/м^3 и 8 раз из 11 – более чем на 1 мг/м^3).

Совместный анализ спутниковых данных хлорофилла *a* и ТПМ показывает, что вызванное апвеллингом снижение его концентрации приводит к положительному влиянию на качество вод в прибрежной зоне [39]. Стоит отметить, что в работах, исследующих «цветение» вод при массовом развитии водорослей, указывается, что в большинстве случаев «цветение» наблюдается уже на расстоянии от берега, сопоставимом с шириной апвеллинга [40].

Проведенный анализ подтверждает необходимость учета внутри-сезонного хода концентрации хлорофилла *a* при рассмотрении влияния на него событий апвеллинга, что важно для корректных оценок изменения экологического состояния прибрежной зоны.

Заключение

По данным о повторяемости и продолжительности апвеллингов за июнь – август 2000–2019 гг. и мультисенсорных спутниковых наблюдений концентрации хлорофилла *a* в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики получены среднемноголетние и среднемесячные значения исследуемых параметров. Высокие концентрации отмечаются в районе выходов из Калининградского и Куршского заливов, наибольшие – севернее плато Рыбачий. При этом в северной части Куршской косы, в районе наибольшей повторяемости апвеллингов, зона с повышенными концентрациями хлорофилла *a* имеет меньшую площадь, чем в районе Балтийского пролива. В июне в районе плато Рыбачий зона апвеллинга имеет наибольшую площадь, при этом концентрация хлорофилла *a* в этом районе ниже, чем к северу и к югу от плато. Это указывает на возможную связь пространственной изменчивости хлорофилла *a* с повторяемостью апвеллингов.

В районе исследования были проанализированы 9 20-километровых профилей от берега в сторону моря, на которых рассчитаны значения концентрации хлорофилла *a* в течение недели до, во время и после апвеллинга, что позволило оценить их влияние на концентрацию. Показано, что снижение концентрации отмечается после апвеллингов любой продолжительности и во все месяцы, в среднем после апвеллинга концентрация падает более чем на 1 мг/м^3 (27%). После коротких апвеллингов (продолжительность менее 5 дней) концентрация хлорофилла *a* в среднем снижается на 1,24 мг/м^3, после более длительных – на 1,89 мг/м^3. В среднем в июне – августе концентрация после апвеллинга падает примерно на 1,4–1,8 мг/м^3, чаще всего ее значительное сниже-

ние наблюдалось в июле. Отмеченная разница отражает наличие внутрисезонного хода влияния апвеллингов на концентрацию хлорофилла *a* на рассматриваемой акватории, связанного как с абиотическими факторами, так и с сукцессией фитопланктонного сообщества.

Анализ временной изменчивости концентрации хлорофилла *a* показал, что через несколько дней после апвеллинга начинается ее рост, который, вероятно, связан с развитием фитопланктонных сообществ, вызванным поступлением биогенных веществ в фотический слой и часто стимулируемым повышением температуры воды.

Снижение концентрации хлорофилла *a* после апвеллинга во второе десятилетие текущего века несколько больше, чем в первое, что, вероятно, связано с изменением характеристик событий, включенных в анализ. Во втором десятилетии наблюдалось уменьшение продолжительности апвеллингов, наиболее значительное в июле и августе. В среднем в 2000–2009 гг. апвеллинг на всей территории ЮВБ длился около недели (7,1 дней), в 2010–2019 гг. – 4,66 дней. Большая часть из исследуемых приходилась на апвеллинги продолжительностью меньше 5 дней (14 из 31, по 7 в каждом десятилетии) и 6–10 дней (13 апвеллингов). При этом в среднем в первую декаду XXI в. продолжительность апвеллингов составляет ~ 10 дней, во вторую – ~ 5.

В дальнейшем требуется проведение целенаправленных наблюдений в зонах апвеллинга и вне их с целью анализа видового состава фитопланктонных сообществ. Это позволит выявить влияние апвеллингов на экологическое состояние вод Балтийского моря, в том числе – на «цветение» воды при массовом развитии потенциально токсичных цианобактерий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lehmann A.*, *Myrberg K.*, *Höflich K.* A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // Oceanologia. 2012. Vol. 54, iss. 3. P. 369–393. https://doi.org/10.5697/oc.54-3.369
2. *Капустина М. В.*, *Зимин А. В.* Пространственно-временные характеристики апвеллингов в Юго-Восточной Балтике в 2010–2019 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 4. С. 52–63. EDN ZNQKIX. https://doi.org/10.7868/S2073667321040055
3. *Bednorz E.*, *Półrolniczak M.*, *Tomczyk A. M.* Regional circulation patterns inducing coastal upwelling in the Baltic Sea // Theoretical and Applied Climatology. 2021. Vol. 144, iss. 3–4. P. 905–916. https://doi.org/10.1007/s00704-021-03539-7
4. *Kowalewski M.* The influence of the Hel upwelling (Baltic Sea) on nutrient concentrations and primary production – the results of an ecohydrodynamic model // Oceanologia. 2005. Vol. 47, iss. 4. P. 567–590.
5. *Lips I.*, *Lips U.*, *Liblik T.* Consequences of coastal upwelling events on physical and chemical patterns in the central Gulf of Finland (Baltic Sea) // Continental Shelf Research. 2009. Vol. 29, iss. 15. P. 1836–1847. https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.06.010
6. Influence of coastal upwelling on chlorophyll *a* concentration in the surface water along the Polish coast of the Baltic Sea / A. Krezel [et al.] // Oceanologia. 2005. Vol. 47, iss. 4. P. 433–452.
7. *Zalewski M.*, *Ameryk A.*, *Szymelfenig M.* Primary production and chlorophyll *a* concentration during upwelling events along the Hel Peninsula (the Baltic Sea) // Oceanological and Hydrobiological Studies. 2005. Vol. 34, Suppl. 2. P. 97–113.
8. Effect of upwelling on the pelagic environment and bloom-forming cyanobacteria in the western Gulf of Finland, Baltic Sea / E. Vahtera [et al.] // Journal of Marine Systems. 2005. Vol. 58, iss. 1–2. P. 67–82. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.07.001

9. Phosphorus input by upwelling in the eastern Gotland Basin (Baltic Sea) in summer and its effects on filamentous cyanobacteria / M. Nausch [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2009. Vol. 83, iss. 4. P. 434–442. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.04.031

10. *Lips I.*, *Lips U.* Phytoplankton dynamics affected by the coastal upwelling events in the Gulf of Finland in July–August 2006 // Journal of Plankton Research. 2010. Vol. 32, iss. 9. P. 1269–1282. https://doi.org/10.1093/plankt/fbq049

11. The influence of a coastal upwelling event on chlorophyll *a* and nutrient dynamics in the surface layer of the Gulf of Finland, Baltic Sea / N. Kuvaldina [et al.] // Hydrobiologia. 2010. Vol. 639, iss. 1. P. 221–230. https://doi.org/10.1007/s10750-009-0022-4

12. Long-term trends in phytoplankton composition in the western and central Baltic Sea / N. Wasmund [et al.] // Journal of Marine Systems. 2011. Vol. 87, iss. 2. P. 145–159. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.03.010

13. *Кудрявцева Е. А.*, *Александров С. В.* Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. 2019. Т. 59, № 1. С. 56–71. EDN LWPEQE. https://doi.org/10.31857/S0030-157459156-71

14. The role of upwellings in the coastal ecosystem of the Southeastern Baltic Sea / A. V. Krek [et al.] // Regional Studies in Marine Science. 2021. Vol. 44, iss. 1. 101707. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101707

15. *Zhurbas V.*, *Laanemets J.*, *Vahtera E.* Modeling of the mesoscale structure of coupled upwelling/downwelling events and the related input of nutrients to the upper mixed layer in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. Vol. 113, iss. C5. C05004. https://doi.org/10.1029/2007JC004280

16. *Huntsman S. A.*, *Barber R. T.* Primary production off northwest Africa: the relationship to wind and nutrient conditions // Deep Sea Research. 1977. Vol. 24. iss. 1. P. 25–33. https://doi.org/10.1016/0146-6291(77)90538-0

17. Case studies on phytoplankton blooms in coastal and open waters of the Baltic Sea using Coastal Zone Color Scanner data / H. Siegel [et al.] // International Journal of Remote Sensing. 1999. Vol. 20, iss. 7. P. 1249–1264. https://doi.org/10.1080/014311699212713

18. *Janssen F.*, *Neumann T.*, *Schmidt M.* Inter-annual variability in cyanobacteria blooms in the Baltic Sea controlled by wintertime hydrographic conditions // Marine Ecology Progress Series. 2004. Vol. 275. P. 59–68. https://doi.org/10.3354/meps275059

19. *Гоголев Д. Г.*, *Буканова Т. В.*, *Кудрявцева Е. А.* Концентрация хлорофилла «а» в юго-восточной части Балтийского моря летом 2018 года по спутниковым данным // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. 2020. № 4. С. 83–91. EDN RUSNPF.

20. Remote sensing of coastal upwelling in the south-eastern Baltic Sea: Statistical properties and implications for the coastal environment / T. Dabuleviciene [et al.] // Remote Sensing. 2018. Vol. 10, iss. 11. 1752. https://doi.org/10.3390/rs10111752

21. Remote sensing of chlorophyll in the Baltic Sea at basin scale from 1997 to 2012 using merged multi-sensor data / J. Pitarch [et al.] // Ocean Science. 2016. Vol. 12, iss. 2. P. 379–389. https://doi.org/10.5194/os-12-379-2016

22. *Kratzer S.*, *Brockmann C.*, *Moore G.* Using MERIS full resolution data to monitor coastal waters – A case study from Himmerfjärden, a fjord-like bay in the northwestern Baltic Sea // Remote Sensing of Environment. 2008. Vol. 112, iss. 5. P. 2284–2300. https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.10.006

23. Monitoring the effect of upwelling on the chlorophyll *a* distribution in the Gulf of Finland (Baltic Sea) using remote sensing and in situ data / R. Uiboupin [et al.] // Oceanologia. 2012. Vol. 54, iss. 3. P. 395–419. https://doi.org/10.5697/oc.54-3.395

24. *Paszkuta M.*, *Zapadka T.*, *Krężel A.* Assessment of cloudiness for use in environmental marine research // International Journal of Remote Sensing. 2019. Vol. 40, iss. 24. P. 9439–9459. https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1633697

25. *Dabuleviciene T.*, *Vaiciute D.*, *Kozlov I. E.* Chlorophyll-a variability during upwelling events in the south-eastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon from satellite observations // Remote Sensing. 2020. Vol. 12, iss. 21. 3661. https://doi.org/10.3390/rs12213661

26. *Капустина М. В.*, *Зимин А. В.* Повторяемость апвеллингов в Юго-Восточной Балтике в 2000-2019 гг. // Морские исследования и образование. Сборник трудов X Международной научно-практической конференции. Т. I (III). Тверь, 2021. С. 152–156. EDN CALXNT.

27. *Nakonieczny J.*, *Renk H.*, *Wiktor J.* Chlorophyll *a* concentration and distribution in the Southern Baltic in the years 1979–1983 // Oceanologia. 1991. No. 30. P. 77–91.

28. Relationship between seasonal variations of primary production, abiotic factors and phytoplankton composition in the coastal zone of the south-eastern part of the Baltic Sea / E. Kudryavtseva [et al.] // Regional Studies in Marine Science. 2019. Vol. 32. 100862. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100862

29. *Копелевич О. В.*, *Салинг И. В.* Межгодовые изменения биооптических характеристик поверхностного слоя морей, окружающих западную часть России, по данным спутниковых сканеров цвета // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 16–24. EDN KVOSRN. https://doi.org/10.7868/S2073667320020021

30. Comparisons of satellite and modeled surface temperature and chlorophyll concentrations in the Baltic Sea with in situ data / M. Stramska [et al.] // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 15. 3049. https://doi.org/10.3390/rs13153049

31. *Александров С. В.*, *Кудрявцева Е. А.* Хлорофилл «а» и первичная продукция фитопланктона // Нефть и окружающая среда Калининградской области / Отв. ред. В. В. Сивков. Калининград : Терра Балтика, 2012. Т. 2 : Море. С. 358–371. EDN QCKJSO.

32. *Kratzer S.*, *Moore G.* Inherent optical properties of the Baltic Sea in comparison to other seas and oceans // Remote Sensing. 2018. Vol. 10, iss. 3. 418. https://doi.org/10.3390/rs10030418

33. *Kahru M.*, *Horstmann U.*, *Rud O.* Satellite detection of increased cyanobacteria blooms in the Baltic Sea: Natural fluctuation or ecosystem change? // Ambio. 1994. Vol. 23, iss. 8. P. 469–472.

34. *Hajdu S.*, *Höglander H.*, *Larsson U.* Phytoplankton vertical distributions and composition in Baltic Sea cyanobacterial blooms // Harmful Algae. 2007. Vol. 6, iss. 2. P. 189–205. https://doi.org/10.1016/j.hal.2006.07.006

35. *Ennet P.*, *Kuosa H.*, *Tamsalu R.* The influence of upwelling and entrainment on the algal bloom in the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2000. Vol. 25, iss. 3–4. P. 359–367. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(00)00027-0

36. *Евтушенко Н. В.*, *Шеберстов С. В.* Использование данных спутникового сканера *MODIS-Aqua* для исследования циклов цветения фитопланктона в Балтийском море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 3. С. 114–124. EDN WDNTLV. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-3-114-124

37. *Буканова Т. В.*, *Бубнова Е. С.*, *Александров С. В.* Дистанционный мониторинг морской площадки карбонового полигона «Росянка» (Балтийское море): первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 6. С. 234–247. EDN KVBQWQ. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-6-234-247

38. *Александров С. В.*, *Горбунова Ю. А.* Продукция фитопланктона и содержание хлорофилла в эстуариях различного типа // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. 2012. Вып. 1. С. 90–98. EDN OPMUKX.

39. *Wasmund N.*, *Nausch G.*, *Voss M.* Upwelling events may cause cyanobacteria blooms in the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2012. Vol. 90, iss. 1. P. 67–76. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.09.001

40. *Löptien U., Dietze H.* Retracing cyanobacteria blooms in the Baltic Sea // Scientific Reports. 2022. Vol. 12. 10873. https://doi.org/10.1038/s41598-022-14880-w

Об авторах:

Капустина Мария Владимировна, младший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), **ORCID ID: 0000-0002-7507-3170**, **ResearcherID: L-2625-2016**, **Scopus Author ID: 57201388973**, **SPIN-код: 5287-1100,** kapustina.mariya@ya.ru

Зимин Алексей Вадимович, главный научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор географических наук, доцент, **ORCID ID: 0000-0003-1662-6385**, **ResearcherID: C-5885-2014**, **Scopus Author ID: 55032301400**, **SPIN-код: 9833-3460**, zimin2@mail.ru

Научная статья

УДК 551.577:504.3.054
EDN: OZEHXM

Временная изменчивость отношения концентраций бериллия-7 в дождевых осадках и в атмосфере в Севастопольском регионе

Д. А. Кременчуцкий

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *d.kremenchutskii@mhi-ras.ru*

Поступила в редакцию 15.05.2023; одобрена после рецензирования 12.01.2024;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Выявить особенности временной изменчивости отношения концентрации бериллия-7 в дождевых осадках к его концентрации в атмосфере на сезонном и межгодовом временных интервалах в зависимости от количества и частоты выпадения осадков – цель настоящей работы.
Методы и результаты. Оценки отношения концентраций были получены на основе натурных данных о значениях концентраций ^{7}Be в атмосфере и осадках для периода 2012–2020 гг. С помощью дисперсионного анализа исследована взаимосвязь отношения концентраций с вариациями концентраций ^{7}Be в атмосфере и осадках. Корреляционным методом анализа изучена взаимосвязь отношения концентраций с количеством и частотой атмосферных осадков.
Выводы. Усредненные за сезон и за год отношения концентраций менялись в диапазонах 423–1286 и 508–919 соответственно. Среднее геометрическое значение отношения концентраций составило 719^{+227}_{-173}. На уровне достоверности 95% внутригодовая изменчивость отношения концентраций отсутствует. В изменчивости среднегодовых значений отношения концентраций отмечается уменьшение в 2013 г. по сравнению с 2012 г. с 664 до 508, затем следует рост до 919 в 2016 г. и далее наблюдается снижение до 516 в 2020 г. Результаты дисперсионного анализа указывают на то, что многолетняя изменчивость усредненных за сезон и за год отношений концентраций обусловлена вариацией концентрации ^{7}Be в осадках на 90 и 74% соответственно. В свою очередь, многолетняя изменчивость сезонных значений концентрации ^{7}Be в осадках обусловлена вариациями его концентрации в атмосфере (r = 0,64) и количества выпадающих осадков (r = –0,50). Связь годовых концентраций ^{7}Be в осадках с его концентрацией в атмосфере или с параметрами осадков не выявлена. Результаты корреляционного анализа показывают, что изменчивость параметров осадков (количество и частота) не оказывает статистически значимого на уровне достоверности 95% влияния на изменчивость отношения концентраций на сезонном и годовом временных интервалах.

Ключевые слова: бериллий-7, ^{7}Be, атмосферные осадки, атмосферный аэрозоль, отношение концентраций

Благодарности: автор выражает благодарность Г. Ф. Батракову, А. П. Арбузовой и Т. М. Ивановой за помощь в получении данных. Данные для исследования были получены в рамках темы государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (FNNN-2024-0001). Анализ данных проведен в рамках гранта, выданного Российским научным фондом (№ 22-77-10056).

Для цитирования: *Кременчуцкий Д. А.* Временная изменчивость отношения концентраций бериллия-7 в дождевых осадках и в атмосфере в Севастопольском регионе // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 271–283. EDN OZEHXM.

Original article

Temporal Variability of the Beryllium-7 (^{7}Be) Scavenging Ratio in the Sevastopol Region

D. A. Kremenchutskii

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

Abstract
Purpose. The study is purposed at identifying the features of temporal variability in the relation of ^{7}Be scavenging ratio at the seasonal and interannual time intervals depending on the amount and frequency of precipitation.
Methods and Results. The scavenging ratio was assessed based on the field data on the ^{7}Be concentration values in the atmosphere and precipitation in 2012–2020. Application of ANOVA made it possible to examine the relationship between the scavenging ratio and the variations in ^{7}Be concentrations in the atmosphere and precipitation. The relationship between the scavenging ratio and the precipitation amount and frequency was studied by the correlation method of analysis.
Conclusions. The scavenging ratio values averaged over a season and a year varied within the ranges 423–1286 and 508–919, respectively. The geometric mean value of the scavenging ratio was 719^{+227}_{-173}. At the 95% confidence level, the intrayear variability of the scavenging ratio is absent. The variability in average annual values of the scavenging ratio demonstrates a decrease in 2013 (as compared to 2012) from 664 to 508, an increase to 919 in 2016 and again a decrease to 516 in 2020. The ANOVA results indicate that variability of the scavenging ratio values averaged over a season and a year is due to the variation in ^{7}Be concentration in precipitation by 90 and 74%, respectively. In its turn, the long-term seasonal variability of ^{7}Be concentration in precipitation is conditioned by the variations in ^{7}Be concentration in the atmosphere (r = 0.64) and in the precipitation amount (r = –0.50). The relationship between the annual values of ^{7}Be concentration in precipitation, on the one hand, and its concentration in the atmosphere or the precipitation parameters, on the other, has not been revealed. The results of the correlation analysis indicate that the variability of precipitation parameters (amount and frequency) produces no a statistically significant effect (at the 95 % confidence level) upon the fluctuations of the scavenging ratio values at the seasonal and annual time intervals.

Keywords: Beryllium-7, ^{7}Be, precipitation, atmospheric aerosol, scavenging ratio

Acknowledgements: The author is grateful to G. F. Batrakov, A. P. Arbuzova and T. M. Ivanova for their assistance in obtaining the data. The data for the study were obtained within the framework of state task of the Ministry of Science and Higher Education of Russian Federation (FNNN-2024-0001). Data analysis was carried out under the Russian Science Foundation grant (No. 22-77-10056).

For citation: Kremenchutskii, D.A., 2024. Temporal Variability of the Beryllium-7 (^{7}Be) Scavenging Ratio in the Sevastopol Region. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 246-257.

Введение

Бериллий-7 является радионуклидом космогенного происхождения, характеризующимся относительно небольшим периодом полураспада (~ 53 сут). Этот радионуклид образуется в атмосфере: примерно 2/3 – в стратосфере и оставшаяся 1/3 – в тропосфере [1]. В морскую среду ^{7}Be попадает в основном (80–90%) в результате его вымывания из атмосферы осадками [2]. Оставшиеся 10–20% – это поток «сухих» атмосферных выпадений. Начиная с прошлого десятилетия, появились работы, авторы которых обсуждают возможность использования [3–6] или используют [7–9] данный радионуклид в качестве трассера для получения количественных оценок поступления других веществ

(прежде всего так называемых геотрассеров) из атмосферы в морскую среду. Для этого сначала рассчитывают параметры удаления веществ из атмосферы по данным о концентрации ^{7}Be в атмосфере и осадках (или морской среде), затем переходят к расчету их потока. Согласно [5, 10–12], такими параметрами могут быть скорость вымывания и отношение концентраций. Скорость вымывания связывает поток вещества с его концентрацией в атмосфере, в то время как отношение концентраций связывает концентрацию вещества в осадках с его концентрацией в атмосфере. Несмотря на то что каждый из этих двух параметров может быть использован для получения количественных оценок как потока вещества из атмосферы с осадками, так и концентрации этого вещества в осадках, первому параметру (скорость вымывания) уделяется объективно больше внимания, чем второму (отношение концентраций). В частности, в доступной литературе содержатся сведения о среднемесячных, среднесезонных и среднегодовых значениях скорости вымывания ^{7}Be, их временной изменчивости и факторах, ее определяющих [11, 13–15]. В то же время глубина исследований отношения концентраций ограничивается расчетом значения этого параметра [11, 16–18].

Цель настоящего исследования заключается в выявлении особенности временной изменчивости отношения концентрации бериллия-7 в дождевых осадках к его концентрации в атмосфере на сезонном и межгодовом временных интервалах в зависимости от количества и частоты выпадения осадков.

Материалы и методы

Определение концентрации ^{7}Be в приземной атмосфере и в атмосферных выпадениях. Используемые в исследовании методики отбора и обработки проб атмосферных осадков и аэрозолей с последующим определением активности ^{7}Be в них подробно описаны в работах [15, 19, 20]. Ниже приводится краткое изложение этих методик.

Отбор проб атмосферного аэрозоля и осадков проводился с крыши здания Морского гидрофизического института РАН. Для концентрирования аэрозоля использовался фильтр-полотно Петрянова (ФПП-15-1,5). Средняя скорость прокачки воздуха через фильтр составляла ~ 525 м$^{3}\cdot$ч$^{-1}$. Как правило, в течение недели отбиралось четыре суточных пробы (понедельник – пятница) и одна трехсуточная (пятница – понедельник). По завершении фильтрации воздуха фильтр спрессовывался в таблетку диаметром 5,2 см и высотой 0,5 см. Пробы влажных атмосферных выпадений отбирались с использованием кюветы площадью 0,64 м^{2}, соединенной с пластиковой бочкой объемом 50 л. При наличии осадков в бочке их отбор проводился сразу после отбора проб атмосферного аэрозоля. Концентрирование радионуклида из проб влажных атмосферных выпадений проводилось с использованием катион обменной смолы *Dowex HCR-S/S*. Катионит упаковывался в чашку Петри диаметром 5,2 см и высотой 1,4 см или в пробирку диаметром 2,8 см и высотой 7 см.

Во всех случаях измерения активности ^{7}Be в пробах выполнялись на гамма-спектрометре с одним из двух детекторов: кристалл NaI(Tl) диаметром и высотой по 6,3 см или кристалл NaI(Tl) диаметром и высотой по 10 см с колодцем диаметром 3 см и высотой 6 см. Оба кристалла характеризовались разрешением 7% по пику ^{137}Cs и располагались в низкофоновой многослойной

защите. Активность единичной пробы регистрировалась в течение 5–24 ч. Суммарная погрешность измерений активности ^{7}Be в пробах обычно не превышала 15%.

В период 2012–2020 гг. было отобрано и обработано 2056 проб атмосферных аэрозолей и 405 проб дождевых осадков. Для этого исследования полученные значения концентрации ^{7}Be в атмосфере и в осадках были усреднены для каждого отдельного сезона и года. В результате для каждого параметра было получена два ряда среднесезонных и среднегодовых значений продолжительностью 36 сезонов и 9 лет.

Метеопараметры. Данные о количестве выпавших осадков были получены в результате нормирования объема пробы атмосферных осадков на площадь пробоотборника. Данные о частоте выпадения осадков представляют собой количество дней с осадками за отдельный сезон или год.

Отношение концентраций ^{7}Be рассчитывалось следующим образом:

$$W = \kappa \frac{C_w}{C_a}, \tag{1}$$

где W – отношение концентраций; κ – поправка, учитывающая разницу плотности воды и воздуха, равная $1{,}2 \cdot 10^{-3}$; C_w и C_a – усредненные за сезон концентрации ^{7}Be во влажных атмосферных выпадениях и на атмосферных аэрозолях соответственно, Бк·м$^{-3}$.

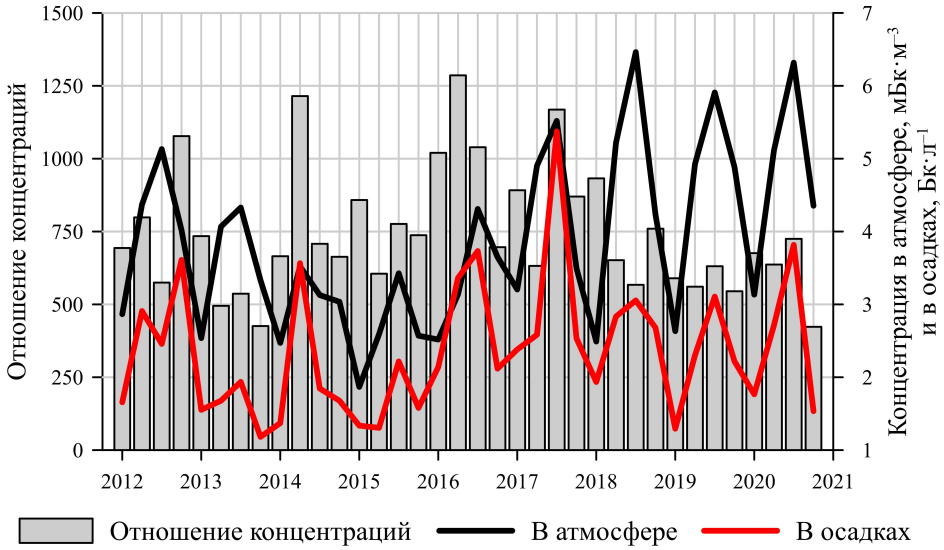
Зная значение отношения концентраций, можно оценить поток ^{7}Be из атмосферы с осадками, используя следующее уравнение:

$$F = \frac{WC_a Pr}{k}, \tag{2}$$

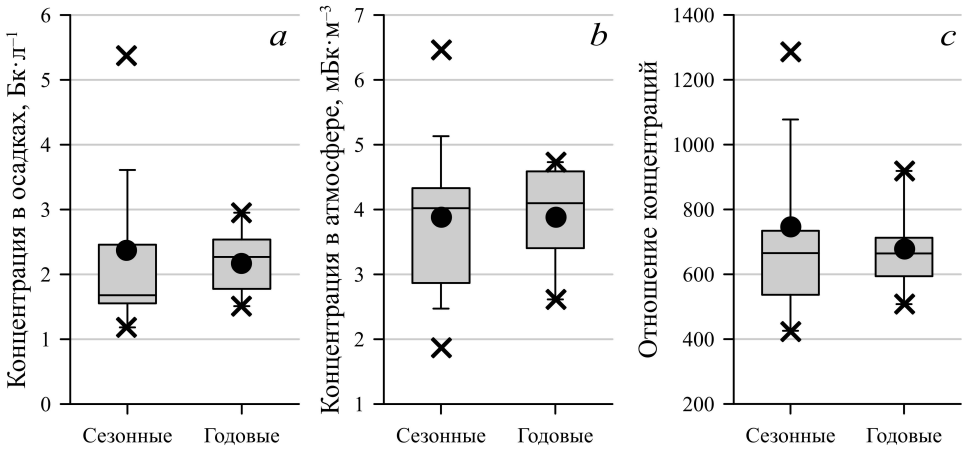
где F – поток, Бк·м$^{-2}$·сезон$^{-1}$; Pr – количество осадков, мм сезон$^{-1}$.

Результаты и обсуждение

Базовая статистика. Полученные ряды наблюдений концентраций ^{7}Be в атмосфере и осадках, а также оценки отношения концентраций представлены на рис. 1. В период 2012–2020 гг. усредненные за сезон и за год значения концентрации ^{7}Be во «влажных» атмосферных выпадениях изменялись в диапазонах 1,2–5,4 и 1,5–3,0 Бк·л$^{-1}$ соответственно (рис. 2, *а*). Бóльшая часть (80%) усредненных за сезон значений концентрации находилась в интервале 1,4–3,6 Бк·л$^{-1}$. Для этого ряда и остальных двух рядов, представленных на рис. 2, 10-й и 90-й процентили для среднегодовых значений совпадают с минимумом и максимумом этого ряда ввиду относительно небольшой его продолжительности. Коэффициенты вариации составили 38,5 и 22,8% для сезонных и годовых значений. Среднее арифметическое и медианное значения усредненных за сезон концентраций ^{7}Be составили 2,4 и 2,2 Бк·л$^{-1}$ соответственно. Это указывает на то, что распределение сезонных значений концентрации может быть отлично от нормального.



Р и с. 1. Сезонная изменчивость концентраций ^{7}Be в атмосфере и осадках, а также их отношения
F i g. 1. Seasonal variability of ^{7}Be concentrations in the atmosphere and precipitation, as well as their scavenging ratio



Р и с. 2. Частотное распределение данных о сезонных и годовых концентрациях ^{7}Be: *a* – в осадках, *b* – в атмосфере; *c* – отношения концентраций
F i g. 2 Frequency distribution of the data on seasonal and annual values of ^{7}Be concentrations: *a* – in precipitation, *b* – in the atmosphere; *c* – scavenging ratio

Усредненные за сезон и за год значения концентраций ^{7}Be в атмосфере изменялись в пределах 1,9–6,5 и 2,6–4,7 мБк·м$^{-3}$ соответственно (рис. 2, *b*). Основная изменчивость (80%) усредненных за сезон значений происходила в диапазоне 2,5–5,5 мБк·м$^{-3}$. Как и в случае с концентрацией ^{7}Be в атмосферных выпадениях, значения 10-го и 90-го процентиля для среднегодовой концентрации этого радионуклида в атмосфере совпадают с минимумом и максимумом соответственно. Коэффициенты вариации составили 30,7 и 19,5% для

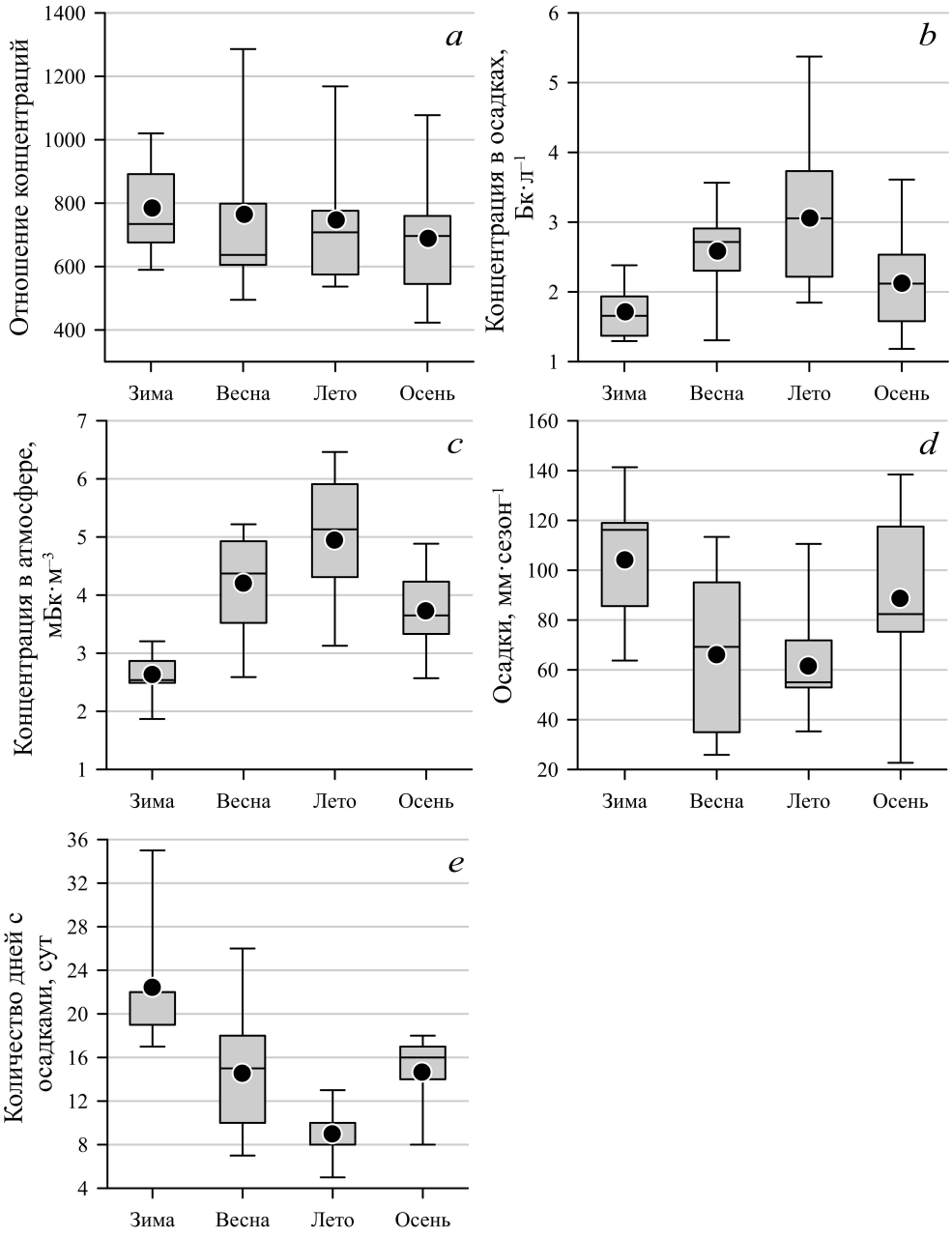
сезонных и годовых значений. Среднее арифметическое и медианное значения усредненных за сезон концентраций ^{7}Be в атмосфере составили 3,9 и 3,6 мБк·м$^{-3}$, они близки, но не равны между собой, что может свидетельствовать о том, что их распределение отлично от нормального.

Согласно оценкам, полученным с использованием уравнения (1), усредненные за сезон и за год значения отношения концентраций изменялись в диапазонах 423–1286 и 508–919 соответственно (рис. 2, *c*). Значения 10-го и 90-го процентиля составили 537 и 1078 для среднесезонных отношений концентраций; коэффициенты вариации – 28,8 и 19,8% для сезонных и годовых значений. Среднее арифметическое и медианное значения сезонных отношений близки, но не равны между собой, 746 и 695 соответственно.

Анализ результатов проведенных тестов на нормальность Шапиро – Уилка показывает, что распределения данных о концентрации ^{7}Be в осадках и об отношении концентраций статистически значимо на уровне достоверности 95% отличны от нормальных. Напротив, распределение данных о концентрации ^{7}Be в атмосфере статистически не значимо отличается от нормального на уровне достоверности 95%.

Полученные средние значения концентрации ^{7}Be в осадках (среднее геометрическое $2,2^{+1,0}_{-0,7}$ Бк·л$^{-1}$) и в атмосфере (среднее арифметическое 3,9 ± ± 1,2 мБк·м$^{-3}$), а также отношения концентраций (среднее геометрическое 719^{+227}_{-173}) хорошо согласуются с литературными данными. Так, по концентрации ^{7}Be в осадках (Бк·л$^{-1}$) в доступной литературе сообщаются следующие значения: 2,9 – для Детройта, Мичиган, США [16]; 2,5 – для Уэльвы, Испания [11]; 2,6 – для Малаги, Испания [17]; $1,1^{+1,8}_{-0,7}$ – для Мангалора, Индия [18]. По концентрации ^{7}Be в атмосфере (мБк·м$^{-3}$) следующие значения: 4,8 – для Детройта, Мичиган, США [16]; 4,9 – для Уэльвы, Испания [11]; 4,0 – для Лиссабона, Португалия [21]; 4,2 – для Малаги, Испания [17]; $6,9^{+2,1}_{-1,6}$ – для Мангалора, Индия [18]. По отношению концентраций опубликованы следующие оценки: 948 – для Детройта, Мичиган, США [16]; 496 ± 180 – для Уэльвы, Испания [11]; 840 – для Малаги, Испания [17]; 553^{+719}_{-312} – для Мангалора, Индия [18].

Сезонная изменчивость отношения концентраций, усредненная за весь период наблюдений, представлена на рис. 3, *a*. Видно, что ярко выраженная сезонная изменчивость отсутствует в исследуемом ряду. Чтобы подтвердить, что различие в среднесезонных отношениях концентраций не является статистически достоверным, был проведен дисперсионный анализ. Его результаты показывают, что среднесезонные значения различаются между собой статистически не значимо на уровне достоверности 95%. Таким образом, можно заключить, что в исследуемый период сезонная изменчивость отношения концентраций отсутствовала.



Р и с. 3. Усредненные за весь период наблюдений данные о сезонной изменчивости: отношения концентраций (*a*); концентрации ^{7}Be в осадках (*b*); концентрации ^{7}Be в атмосфере (*c*); количества осадков (*d*); частоты выпадения осадков (*e*)

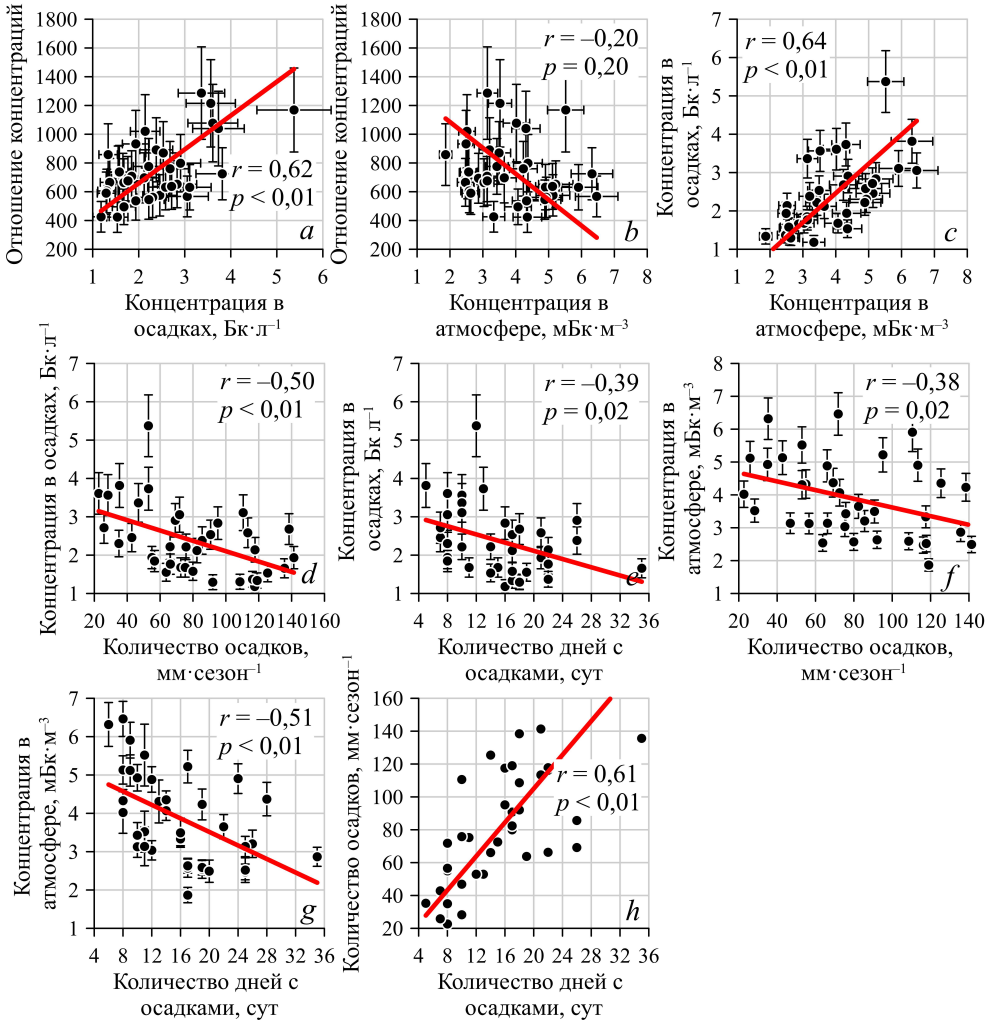
F i g. 3. Averaged over the observation period data on seasonal variability of: scavenging ratio (*a*), ^{7}Be concentration in precipitation (*b*), ^{7}Be concentration in the atmosphere (*c*), precipitation amount (*d*) and precipitation frequency (*e*)

С целью получения количественных оценок влияния вариации концентрации ^{7}Be в атмосфере и в осадках на сезонную изменчивость отношения концентраций был проведен дисперсионный анализ. По его результатам установлено, что временная изменчивость отношения концентраций определяется вариациями концентрации ^{7}Be в осадках и в атмосфере на 90 и 10% соответственно. Результаты корреляционного анализа указывают на то, что имеет место сильная, статистически значимая на уровне достоверности 99% корреляционная связь (r = 0,62) между значениями отношения концентраций и концентрации ^{7}Be в осадках (рис. 4, *a*). Статистически значимая корреляционная связь между изменчивостью отношения концентраций и концентрации ^{7}Be в атмосфере отсутствует даже на уровне достоверности 90% (r = –0,20) (рис. 4, *b*). Взаимосвязь между многолетней изменчивостью среднесезонных значений отношения концентраций и количеством, частотой выпадения осадков отсутствовала: коэффициенты корреляции составляли –0,25 (p = 0,14) и 0,004 (p = 0,98) соответственно.

Усредненная за весь период наблюдений внутригодовая изменчивость концентрации ^{7}Be в осадках показана на рис. 3, *b*. Результаты дисперсионного анализа подтверждают, что имеет место статистически значимая на уровне достоверности 95% сезонная изменчивость концентрации ^{7}Be в осадках с максимумом в летний сезон (2,9 Бк·л$^{-1}$) и минимумом в зимний (1,7 Бк·л$^{-1}$). Результаты корреляционного анализа показывают, что временная изменчивость осредненной за сезон концентрации ^{7}Be в осадках связана статистически значимо на уровне достоверности 95 % с временной изменчивостью концентрации ^{7}Be в атмосфере (r = 0,64), а также с количеством (r = –0,50) и частотой (r = –0,39) выпадения осадков (рис. 4, *c* – *e*). Отметим, что наиболее сильная связь наблюдается именно с концентрацией ^{7}Be в атмосфере. Таким образом, рост концентрации ^{7}Be в атмосфере и снижение количества и частоты выпадения осадков сопровождаются увеличением концентрации этого радионуклида в осадках. В летний сезон концентрация ^{7}Be в атмосфере принимает максимальное значение (рис. 3, *c*), а количество и частота выпадающих осадков – минимальное (рис. 3, *d, e*), что объясняет наблюдаемый максимум концентрации этого радионуклида в осадках в указанный сезон (рис. 3, *b*). В зимний период концентрация ^{7}Be в атмосфере принимает минимальное значение, а количество и частота выпадения осадков – максимальное, что обусловливает минимум концентрации ^{7}Be в осадках, наблюдаемый в это время. Авторы работы [17] отмечали наличие подобного сезонного хода концентрации ^{7}Be в осадках для станции, расположенной в Малаге, Испания. Они указывали, что, вероятнее всего, такая сезонная изменчивость обусловлена особенностями внутригодового распределения количества осадков и концентрации ^{7}Be в атмосфере, которые были аналогичны отмеченным в настоящем исследовании.

Временная изменчивость усредненных за сезон значений концентрации ^{7}Be в атмосфере статистически значимо на уровне достоверности 95% связана с количеством (r = –0,38) и частотой (r = –0,51) выпадения осадков (рис. 4, *f*, *g*). Таким образом, снижение количества и частоты выпадения осадков увеличивает содержание ^{7}Be в атмосфере. В свою очередь, рассматриваемые параметры осадков (количество и частота) также взаимосвязаны. Так, рост частоты выпадения осадков сопровождается ростом их количества с коэффициентом

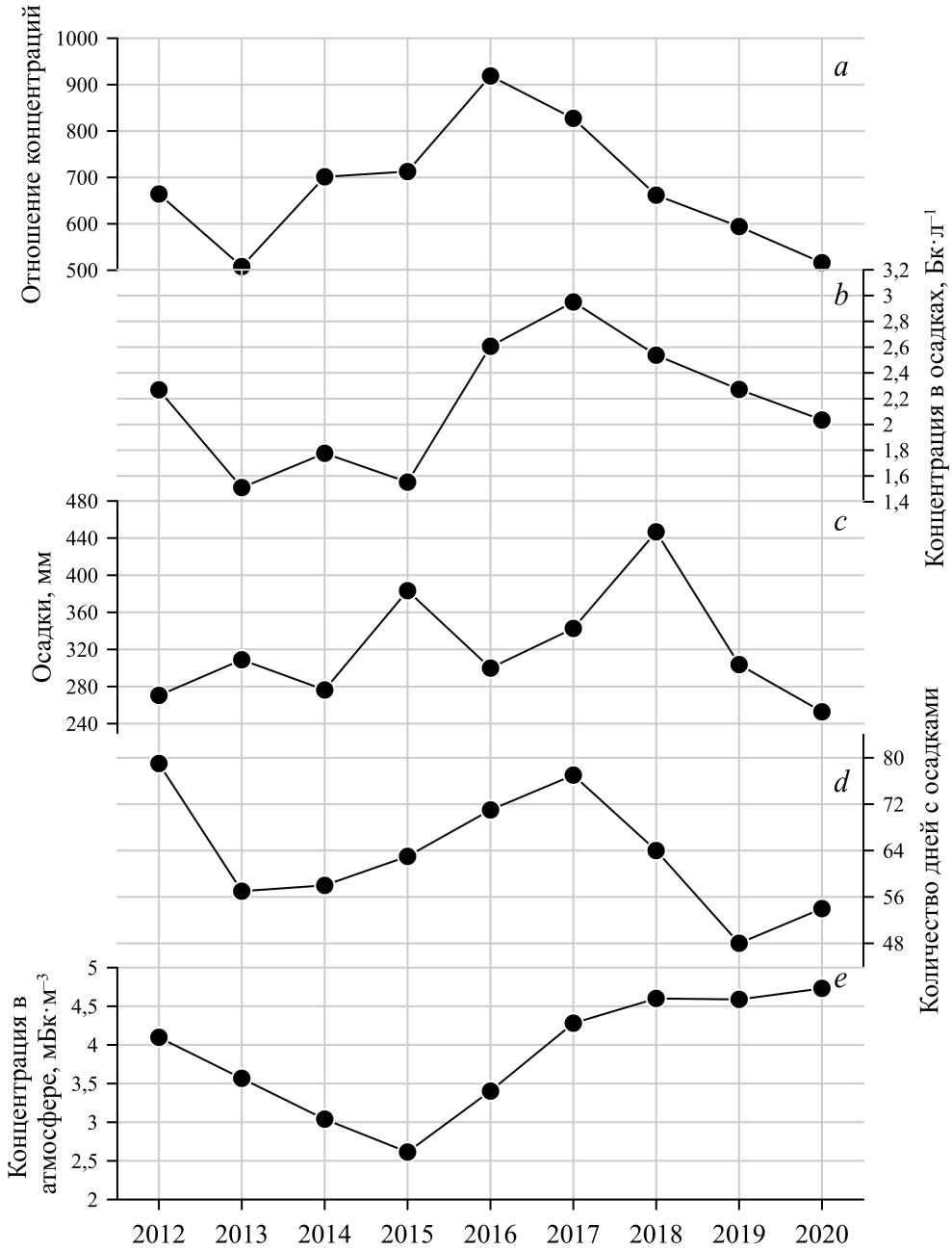
корреляции 0,61 (рис. 4, *h*). Эта взаимосвязь сезонной изменчивости концентрации ^{7}Be в атмосфере с параметрами осадков, а также взаимосвязь рассматриваемых параметров между собой уже отмечалась в недавних исследованиях [15, 22].



Р и с. 4. Взаимосвязь сезонных значений различных параметров между: *a* – отношением концентраций и концентрацией ^{7}Be в осадках; *b* –отношением концентраций и концентрацией ^{7}Be в атмосфере; *c* – концентрациями ^{7}Be в осадках и в атмосфере; *d* –концентрацией ^{7}Be в осадках и количеством осадков; *e* – концентрацией ^{7}Be в осадках и количеством дней с осадками; *f* – концентрацией ^{7}Be в атмосфере и количеством осадков; *g* – концентрацией ^{7}Be в атмосфере и частотой осадков; *h* – количеством осадков и их частотой

F i g. 4 Relationship between the seasonal values of various parameters: *a* – scavenging ratio and ^{7}Be concentration in precipitation; *b* – scavenging ratio and ^{7}Be concentration in the atmosphere; *c* – ^{7}Be concentrations in precipitation and atmosphere; *d* – ^{7}Be concentration in precipitation and precipitation amount; *e* – ^{7}Be concentration in precipitation and a number of days with precipitation, *f* – ^{7}Be concentration in the atmosphere and precipitation amount; *g* – ^{7}Be concentration in the atmosphere and precipitation frequency and *h* – precipitation amount and precipitation frequency

Межгодовая изменчивость отношения концентраций. Полученные ряды наблюдений межгодовой изменчивости исследуемых параметров показаны на рис. 5.



Р и с. 5. Временная изменчивость годовых значений: отношения концентраций (*a*); концентрации ^{7}Be в осадках (*b*); количества осадков (*c*); частоты осадков (*d*); концентрации ^{7}Be в атмосфере (*e*)
F i g. 5 Temporal variability of annual values of: scavenging ratio (*a*), ^{7}Be concentration in precipitation (*b*), precipitation amount (*c*), precipitation frequency (*d*) and ^{7}Be concentration in the atmosphere (*e*)

В период 2012–2013 гг. отмечалось снижение значений отношения концентраций с 664 до 508, затем следовал длительный период их роста до 919 в 2016 г., который сменился продолжительным периодом снижения до 516 в 2020 г. Таким образом, за период исследования среднегодовые значения отношения концентраций изменялись в 1,8 раза. Межгодовая изменчивость концентрации ^{7}Be в осадках демонстрирует сходную динамику: в 2012–2013 гг. наблюдалось снижение с 2,3 до 1,5 Бк·л$^{-1}$, далее следовал короткий период относительно небольших колебаний (1,8 и 1,6 Бк·л$^{-1}$ в 2014 и 2015 гг.), за которым последовал рост концентрации до 3,0 Бк·л$^{-1}$ в 2017 г., а затем ее снижение до 2,0 Бк·л$^{-1}$ в 2020 г. Таким образом, в период 2012–2020 гг. среднегодовые значения концентрации ^{7}Be в осадках изменялись в 2 раза.

Результаты дисперсионного анализа показывают, что временная изменчивость среднегодовых значений отношения концентраций на 74% определяется вариацией концентрации ^{7}Be в осадках и на 26% – в атмосфере. Таким образом, вклад изменчивости концентрации ^{7}Be в атмосфере в вариацию среднегодовых отношений концентраций вырос в 2,6 раза по сравнению с аналогичным для сезонных значений.

Результаты корреляционного анализа указывают на отсутствие статистически значимых на уровне достоверности 95% взаимосвязей между изменчивостью годовых отношений концентраций и количеством (r = 0,19, p = 0,63) или частотой (r = 0,66, p = 0,06) выпадения осадков. Наличие сильной статистически значимой на уровне достоверности 90% корреляционной связи между отношением концентраций и количеством дней с осадками (чем больше дождливых дней в году, тем выше среднегодовое значение отношения концентраций) является достаточно неожиданным результатом. Как следует из формулы (1), значение отношения концентраций прямо пропорционально концентрации ^{7}Be в осадках и обратно пропорционально его концентрации в атмосфере. На синоптическом масштабе времени рост частоты выпадения осадков может приводить к снижению концентрации ^{7}Be в атмосфере вследствие того, что требуется время, чтобы после выпадения осадков его концентрация восстановилась (1–2 дня) [23]. Как следствие снижения концентрации ^{7}Be в атмосфере пропорционально (при прочих равных параметрах выпадения осадков) уменьшается его концентрация в осадках. Таким образом, следует ожидать отсутствие связи между частотой выпадения осадков и отношением концентраций (об отсутствии такой связи для временной изменчивости сезонных значений сообщается выше). Физические процессы, которые обусловливают наличие такой связи между годовыми значениями, не очевидны.

Статистически значимые на уровне достоверности 90% корреляционные связи между концентрацией ^{7}Be в атмосфере и исследуемыми параметрами осадков отсутствуют. Так, полученные значения коэффициентов корреляции между концентрацией ^{7}Be в атмосфере и количеством и частотой выпадения осадков составили 0,18 (p = 0,64) и 0,53 (p = 0,14) соответственно.

Выводы

В настоящей работе представлены натурные данные о временной изменчивости концентрации ^{7}Be в атмосфере и осадках в 2012–2020 гг. Усредненные

за сезон значения концентрации указанного радионуклида в атмосфере и осадках изменялись в диапазонах 1,9–6,5 мБк·м$^{-3}$ и 1,2–5,4 Бк·л$^{-1}$. С использованием этих данных получены количественные оценки сезонных и годовых значений отношения концентраций, которые составили 423–1286 и 508–919 соответственно со средним геометрическим, равным 719^{+227}_{-173}. Результаты дисперсионного анализа показывают, что временные колебания сезонных и годовых значений отношения концентраций в большей степени определяются вариацией концентрации ^{7}Be в осадках (90 и 74% соответственно), чем изменчивостью его концентрации в атмосфере. Результаты корреляционного анализа указывают на то, что колебания сезонных значений концентрации ^{7}Be в осадках связаны с вариациями его концентрации в атмосфере (r = 0,64, p < 0,01) и с изменчивостью количества осадков (r = –0,50, p < 0,01). Изменчивость годовых значений концентрации ^{7}Be в осадках статистически значимо на уровне достоверности 95% не связана с вариацией рассматриваемых параметров осадков (количество и частота). Результаты проведенного анализа свидетельствуют об отсутствии связи между временными рядами отношения концентраций и параметрами осадков на сезонных и годовых временных интервалах. Другими словами, оценить среднесезонное или среднегодовое значение отношения концентраций, используя данные о количестве и частоте выпадения осадков, не представляется возможным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lal D.*, *Peters B*. Cosmic ray produced radioactivity on the Earth // Kosmische strahlung II / Cosmic rays II / Ed. K. Sitte. Berlin ; Heidelberg : Springer, 1967. P. 551–612. https://doi.org/10.1007/978-3-642-46079-1_7
2. A global dataset of atmospheric ^{7}Be and ^{210}Pb measurements: annual air concentration and depositional flux / F. Zhang [et al.] // Earth System Science Data. 2021. Vol. 13, iss. 6. P. 2963–2994. https://doi.org/10.5194/essd-13-2963-2021
3. *Ioannidou A.* Activity size distribution of ^{7}Be in association with trace metals in the urban area of the city of Thessaloniki, Greece // Atmospheric Environment. 2011. Vol. 45, iss. 6. P. 1286–1290. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.12.006
4. *Kadko D.*, *Landing W. M.*, *Shelley R. U.* A novel tracer technique to quantify the atmospheric flux of trace elements to remote ocean regions // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 2. P. 848–858. https://doi.org/10.1002/2014JC010314
5. How well can we quantify dust deposition to the ocean? / R. F. Anderson [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2016. Vol. 374, iss. 2081. 20150285. https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0285
6. *Kadko D.*, *Landing W. M.*, *Buck C. S.* Quantifying atmospheric trace element deposition over the ocean on a global scale with satellite rainfall products // Geophysical Research Letters. 2020. Vol. 47, iss. 7. e2019GL086357. https://doi.org/10.1029/2019GL086357
7. The residence times of trace elements determined in the surface Arctic Ocean during the 2015 US Arctic GEOTRACES expedition / D. Kadko [et al.] // Marine Chemistry. 2019. Vol. 208. P. 56–69. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.10.011
8. Sources, fluxes and residence times of trace elements measured during the U.S. GEOTRACES East Pacific Zonal Transect / D. Kadko [et al.] // Marine Chemistry. 2020. Vol. 222. 103781. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103781
9. Bulk aerosol trace element concentrations and deposition fluxes during the U.S. GEOTRACES GP15 Pacific Meridional Transect / C. M. Marsay [et al.] // Global Biogeochemical Cycles. 2022. Vol. 36, iss. 2. e2021GB007122. https://doi.org/10.1029/2021GB007122

10. *Papastefanou C.*, *Papastefanou C.* Radioactive nuclides as tracers of environmental processes // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2006. Vol. 267, iss. 2. P. 315–320. https://doi.org/10.1007/s10967-006-0050-8

11. Depositional fluxes and concentrations of ^{7}Be and ^{210}Pb in bulk precipitation and aerosols at the interface of Atlantic and Mediterranean coasts in Spain / R. L. Lozano [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2011. Vol. 116, iss. D18. D18213. https://doi.org/10.1029/2011JD015675

12. *Kremenchutskii D. A.* Precipitation scavenging of beryllium-7 (^{7}Be): Observation results and parameterization // Chemosphere. 2022. Vol. 307, part 2. 135908. https://doi.org/10.1016/J.CHEMOSPHERE.2022.135908

13. *Chae J.-S.*, *Kim G.* Large seasonal variations in fine aerosol precipitation rates revealed using cosmogenic ^{7}Be as a tracer // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 673. P. 1–6. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.482

14. Temporal variations of ^{7}Be and ^{210}Pb activity concentrations in the atmosphere and aerosol deposition velocity in Shenzhen, South China / G. Liu [et al.] // Aerosol and Air Quality Research. 2020. Vol. 20, iss. 7. P. 1607–1617. https://doi.org/10.4209/aaqr.2019.11.0560

15. *Кременчуцкий Д. А.* Временная изменчивость скорости вымывания аэрозолей в Севастопольском регионе: натурные наблюдения // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 4. С. 345–357. EDN CUUYAH. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-4-345-357

16. *McNeary D.*, *Baskaran M.* Depositional characteristics of ^{7}Be and ^{210}Pb in southeastern Michigan // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2003. Vol. 108, iss. D7. 4210. https://doi.org/10.1029/2002JD003021

17. ^{7}Be, ^{210}Pb and ^{40}K depositions over 11 years in Malaga / C. Dueñas [et al.] // Journal of Environmental Radioactivity. 2017. Vol. 178–179. P. 325–334. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.09.010

18. Influence of rainfall on atmospheric deposition fluxes of ^{7}Be and ^{210}Pb in Mangaluru (Mangalore) at the southwest coast of India / M. P. Mohan [et al.] // Atmospheric Environment. 2019. Vol. 202. P. 281–295. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.01.034

19. *Kremenchutskii D. A.*, *Konovalov S. K.* Beryllium-7 (^{7}Be) and its variability in the near-surface atmosphere of Crimea, the Black Sea region // Atmospheric Pollution Research. 2022. Vol. 13, iss. 5. 101406. https://doi.org/10.1016/J.APR.2022.101406

20. *Kremenchutskii D. A.*, *Batrakov G. F.* Seasonal variations in total deposition velocity and washout ratio of fine aerosols revealed from beryllium-7 (^{7}Be) measurements in Sevastopol, the Black Sea region // Atmospheric Pollution Research. 2023. Vol. 14, iss. 3. 101698. https://doi.org/10.1016/J.APR.2023.101698

21. A decade of ^{7}Be and ^{210}Pb activity in surface aerosols measured over the Western Iberian Peninsula / A. C. Carvalho [et al.] // Atmospheric Environment. 2013. Vol. 67. P. 193–202. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.10.060

22. Региональные проекции изменений климата в Черноморско-Каспийском регионе в конце XXI столетия / В. В. Ефимов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 5. С. 53–73. EDN VHEWUP. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2015-5-53-73

23. *Kremenchutskii D. A.* Influence of precipitation on the daily beryllium-7 (^{7}Be) activity concentration in the atmospheric surface layer // Journal of Environmental Radioactivity. 2021. Vol. 237. 106722. https://doi.org/10.1016/J.JENVRAD.2021.106722

Об авторе:

Кременчуцкий Дмитрий Александрович, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-8747-6612**, **ResearcherID: AAC-1673-2020**, **SPIN-код: 1695-9378**, d.kremenchutskii@mhi-ras.ru

Научная статья

УДК 551.464.34
EDN: PDLSUN

Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2017–2019 годов

С. И. Кондратьев ✉, А. В. Масевич

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

Поступила в редакцию 23.05.2023; одобрена после рецензирования 12.01.2024;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Целью данной работы является анализ особенностей вертикального распределения растворенного кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря в современный период.
Методы и результаты. Использованы данные 11 экспедиционных исследований Морского гидрофизического института (МГИ) РАН в Черном море в пределах экономической зоны России в 2017–2019 гг. В этих съемках были выполнены более 200 глубоководных станций, на которых с помощью кассеты из 12 батометров прибора *Sea-Bird* 911 *plus CTD Seabird-Electronics INC* проводили отбор гидрохимических проб на определенных изопикнических поверхностях. Как правило, это был ряд значений σ_t, равных 16,30; 16,20; 16,10; 16,00; 15,95; 15,90; 15,80; 15,60; 15,40; 15,20; 15,00; 14,60 кг/м^3. Такая схема позволила определить общее вертикальное распределение кислорода в оксиклине и с точностью до 0,05 кг/м^3 в шкале условной плотности – глубины появления сероводорода.
Выводы. Во всех съемках уменьшение содержания кислорода с глубиной (и, соответственно, возникновение оксиклина) начиналось ниже изопикнической поверхности σ_t = 14,5 кг/м^3. Положение верхней границы субкислородной зоны, определяемое по изооксигене 10 мкМ, не было строго изопикнично, а находилось в интервале изопикн σ_t = 15,7–15,85 кг/м^3, при этом связать изменение положения верхней границы с определенным гидрологическим сезоном не удалось. Например, наиболее глубокое залегание верхней границы ниже σ_t = 15,8 кг/м^3 наблюдалось как в ноябре и декабре 2017 г., так и в августе 2018 г. Опускание изооксигены 10 мкМ до σ_t = 15,9 кг/м^3 в районе керченского шельфа связано, видимо, с существованием более объемного и более холодного промежуточного слоя над шельфом в декабре 2017 г. Положение верхней границы сероводорода, определяемой по изосульфиде 3 мкМ, только в одной из 11 съемок, в апреле 2017 г., было приподнято почти до изопикнической поверхности, равной 16,0 кг/м^3, а во всех остальных случаях (в том числе и в августе 2017 г., через полгода после поднятия) неизменно находилось в интервале изопикн σ_t = 16,10–16,15 кг/м^3. Концентрация сероводорода на глубинах 1750–2000 м остается в течение последних 25 лет неизменной и находится на уровне 383 ± 2 мкМ.

Ключевые слова: Черное море, вертикальное распределение кислорода и сероводорода, субкислородная зона, натурные данные

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2024-0001 «Фундаментальные исследования процессов, определяющих потоки вещества и энергии в морской среде и на ее границах, состояние и эволюцию физической и биогеохимической структуры морских систем в современных условиях».

Для цитирования: *Кондратьев С. И.*, *Масевич А. В.* Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2017–2019 годов // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 284–297. EDN PDLSUN.

Original artcle

Vertical Distribution of Oxygen and Hydrogen Sulfide in the Deep Part of the Black Sea Based on the 2017–2019 Expedition Data

S. I. Kondratev ✉, A. V. Masevich

Marine Hydrophysical Institute, *Russian Academy of Sciences*, *Sevastopol*, *Russia*
✉ *skondratt@mail.ru*

Abstract
Purpose. The purpose of the work is to analyze the features of vertical distribution of the dissolved oxygen and hydrogen sulfide in the deep part of the Black Sea in the modern period.
Methods and Results. The data obtained in 11 expeditions of Marine Hydrophysical Institute (MHI) RAS in the Black Sea within the economic zone of Russia in 2017–2019 were used. These surveys included more than 200 deep-sea stations at which by means of a cassette of 12 bathometers of the *Sea-Bird* 911 *plus CTD Seabird-Electronics INC* device the hydrochemical samples were taken at specific isopycnal surfaces; as a rule, it was σ_t = 16.30; 16.20; 16.10; 16.00; 15.95; 15.90; 15.80; 15.60; 15.40; 15.20; 15.00 and 14.60 kg/m^3. Such a scheme made it possible to determine both the general vertical distribution of oxygen in the oxycline and the depth of hydrogen sulfide occurrence with the accuracy 0.05 kg/m^3 in the conditional density scale.
Conclusions. In all the surveys, a decrease in oxygen content with depth (and occurrence of oxycline, respectively) began below the isopycnal surface σ_t = 14.5 kg/m^3. The position of the sub-oxygen zone upper boundary defined by the isooxygen 10 μmol/l was not strictly isopycnal, but fell on the range of isopycns – σ_t = 15.7 – 15.85 kg/m^3. However, it was not possible to identify a relation between the change in the position of the upper boundary and a certain hydrological season. For example, the deepest occurrence of the upper boundary below σ_t = 15.8 kg/m^3 was observed both in November and December 2017, and August 2018. The lowering of isooxygen 10 μmol/l to σ_t = 15.9 kg/m^3 in the Kerch shelf area is related to a more voluminous and colder intermediate layer over the shelf in December 2017. The position of hydrogen sulfide upper boundary determined by isosulfide 3 μmol/l was found raised almost to σ_t = 16.0 kg/m^3 in only one of 11 surveys in April 2017. And in all other cases (including the one in August 2017, i. e. six months after it was raised) it was invariably within the range σ_t = 16.10–16.15 kg/m^3. Over the past 25 years, the concentration of hydrogen sulfide at the depths 1750–2000 m has remained unchanged at the level 383 ± 2 μmol/l.

Keywords: Black Sea, vertical distribution of oxygen and hydrogen sulfide, sub-oxygen zone, field data

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of the theme of state assignment FNNN 0555-2021-0004 "Fundamental research of oceanological processes which determine state and evolution of marine environment under the influence of natural and anthropogenic factors, based on observation and modeling methods".

For citation: Kondratev, S.I. and Masevich, A.V., 2024. Vertical Distribution of Oxygen and Hydrogen Sulfide in the Deep Part of the Black Sea Based on the 2017–2019 Expedition Data. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 258-270.

Введение

Черное море представляет собой самый крупный в мире эвксинный водоем, в котором на глубине 90–150 м в зависимости от района появляется сероводород (наибольший контраст по глубинам его появления представляют центры циклонических и антициклонических круговоротов, кромка шельфа

и континентальный склон) [1, 2]. Основной причиной образования сероводорода является ослабленный вертикальный обмен, при котором содержащие кислород поверхностные воды могут проникать вниз только до определенной глубины.

Ослабление вертикального обмена обусловлено постоянной стратификацией Черного моря по солености и плотности, при которой существуют постоянный галоклин между изогалинами 18,5–21,5 [3, 4] и пикноклин между изопикнами 14,5–16,5 кг/м^3, а также холодный промежуточный слой (ХПС), температура которого < 8°С, а ядро расположено на глубине залегания изопикнической поверхности σ_t = 14,5 кг/м^3 [4]. Вследствие такой структуры насыщенные кислородом поверхностные воды в процессе зимнего вентилирования могут опускаться только до определенной глубины. В последние десятилетия прошлого века зимнее вентилирование доходило, как правило, до глубин залегания изопикнической поверхности в интервале 14,2–14,5 кг/м^3 [5, 6], в последние годы в связи с теплыми зимами глубина проникновения постепенно уменьшилась до σ_t = 14,2–14,3 кг/м^3 [7, 8].

В такой ситуации глубже изопикны σ_t = 14,5 кг/м^3 источником кислорода, необходимого для окисления взвешенного органического вещества (ВОВ), опускающегося из вышележащих вод, становятся только воды ХПС. Это приводит к тому, что содержание кислорода начинает постепенно уменьшаться с глубиной, возникает оксиклин, который постепенно переходит к так называемой субкислородной зоне. За ее верхнюю границу принимают изооксигену 10 мкМ (или, по данным некоторых исследователей, 20 мкМ) [9], за нижнюю – изопикническую поверхность, на которой кислород исчезает (т. е. его содержание становится менее определяемого минимума в 3 мкМ). Нижняя граница – это, собственно, верхняя граница появления сероводорода, ниже которой окислителем ВОВ вместо растворенного кислорода становятся сульфаты, при восстановлении последних и образуется сероводород.

Одной из важнейших задач экспедиционных исследований Черного моря в современный период является мониторинг положения верхней границы сероводородной зоны, на которой происходит смена окислителя для процесса разложения ВОВ, когда акцептором электронов вместо растворенного кислорода становится сульфат-анион. Присутствие кислорода в поверхностных водах Черного моря обеспечивает обычную трофическую цепь, характерную для любого океана: образующийся при фотосинтезе из неорганических (органические тоже участвуют) форм биогенных элементов фитопланктон служит пищей зоопланктону, а тот, в свою очередь, является кормом для более крупных морских организмов. В отсутствие кислорода в сероводородной зоне могут существовать только отдельные виды бактерий. Сдвиг границы сероводородной зоны, а именно ее подъем к поверхности грозит гибелью обитающих в поверхностных водах организмов.

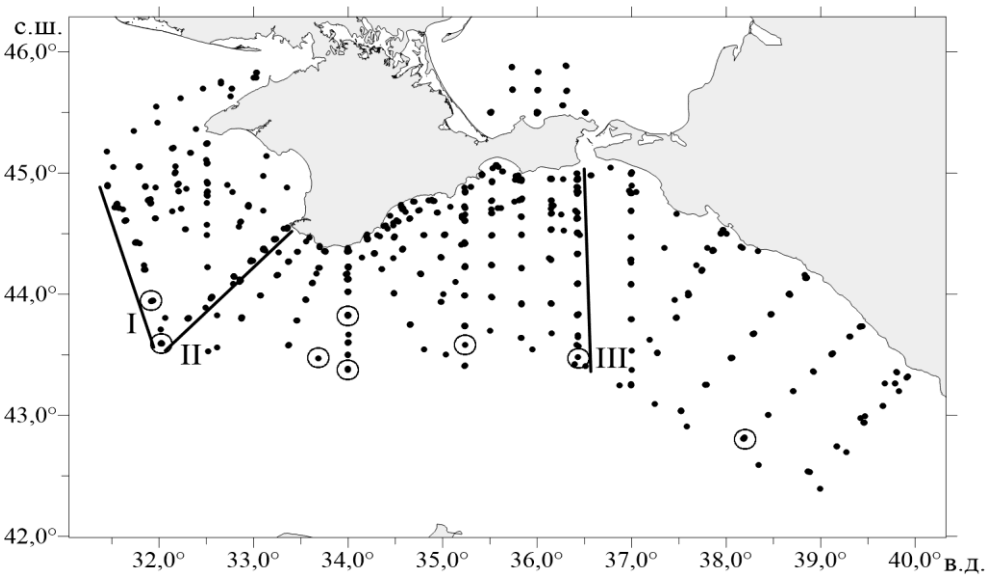
Начиная с ноября 2015 г., МГИ проводил систематические комплексные экспедиционные исследования Черного моря в пределах экономической зоны РФ, в частности мониторинг положения нижней границы субкислородной зоны. Полученные результаты позволили сравнить эти данные с результатами отдельных кратковременных экспедиций МГИ прошлых лет [10] и приступить к подробному анализу состояния этой зоны. Были рассмотрены особен-

ности положения ее верхней и нижней границ в 2015–2016 гг. [11] и причины поднятия сероводородной зоны в отдельных районах северо-западного шельфа (СЗШ) Черного моря [12].

Целью настоящей работы, которая продолжает исследования [10–12], является изучение особенностей вертикального распределения кислорода и сероводорода в толще вод Черного моря по данным 11 экспедиций НИС «Профессор Водяницкий» в 2017–2019 гг.

Материалы и методы

Схема расположения всех гидрохимических станций в 11 рейсах 2017–2019 гг., на которых проводился отбор проб на содержание кислорода и сероводорода, показана на рис. 1. Отбор глубоководных гидрохимических проб с помощью кассеты из 12 батометров *STD*-прибора *Sea-Bird* 911 *plus CTD Seabird-Electronics INC* проводили на определенных изопикнических поверхностях. Как правило, это был ряд изопикн со значениями σ_t, равными 16,30; 16,20; 16,10; 16,00; 15,95; 15,90; 15,80; 15,60; 15,40; 15,20; 15,00; 14,60 кг/м^3. На 8 станциях отбор проб на сероводород и кислород проводился тремя зондированиями на 37 горизонтах: в двух первых зондированиях пробы отбирались по глубине, от максимального погружения на 2000 м (по техническим причинам зонд глубже не погружали), далее через 50 м до глубины 1800 м и затем через 100 м. В третьем зондировании пробы отбирали по ряду изопикн, приведенному выше, и с поверхности пластиковой банкой.



Р и с. 1. Схема глубоководных станций, на которых отбирались пробы на кислород и сероводород в 2017–2019 гг. Сплошными линиями обозначены три разреза I – III, которые по возможности выполнялись в каждом рейсе. Кружочками отмечены станции, на которых пробы были отобраны с 37 горизонтов

F i g. 1. Map of the deep-sea stations at which the samples for oxygen and hydrogen sulfide were taken in 2017–2019. Solid lines indicate sections I – III which, if possible, were carried out in each cruise. Circles indicate the stations where the samples were taken at 37 horizons

Такая схема отбора проб после построения осредненных вертикальных профилей кислорода, полученных с помощью программ *Surfer* или *Grafer*, позволяла определить положение верхних границ субкислородного слоя и сероводородной зоны, а также толщину располагающейся между ними субкислородной зоны с дискретностью до 0,05 кг/м^3 σ_t, что соответствует в шкале глубин точности ~ 5 м.

В шести экспедициях (указаны ниже) кроме отбора проб для получения вертикальных профилей кислорода использовался датчик кислорода, показания которого для каждой станции калибровались по трем пробам, отобранным на поверхности, в середине оксиклина (σ_t = 15,0 кг/м^3) и в начале субкислородной зоны (σ_t = 15,8 кг/м^3).

Содержание сероводорода определялось йодометрическим методом согласно методике [1], йодопотребление на изопикне σ_t = 15,8 кг/м^3 принималось за нулевое. Погрешность определения сероводорода оценивается в ±3 мкмоль/л. Концентрация кислорода определялась методом Винклера, модифицированным в части отбора проб с низким содержанием кислорода в соответствии с методикой [13], которая позволяет получить результаты с точностью до ±0,01 мл/л [14]. В обоих случаях за 15 мин до отбора проб мерные 200 мл колбы и кислородные склянки с узким горлом продували аргоном.

Далее для каждой экспедиции были рассчитаны средние вертикальные профили распределения концентрации кислорода и сероводорода относительно шкалы условной плотности с дискретностью 0,1 кг/м^3 в диапазоне условной плотности σ_t = 13,0–17,3 кг/м^3. Осреднение проводилось методом обратных расстояний с последующим дополнительным сглаживанием методом низкочастотной фильтрации [2].

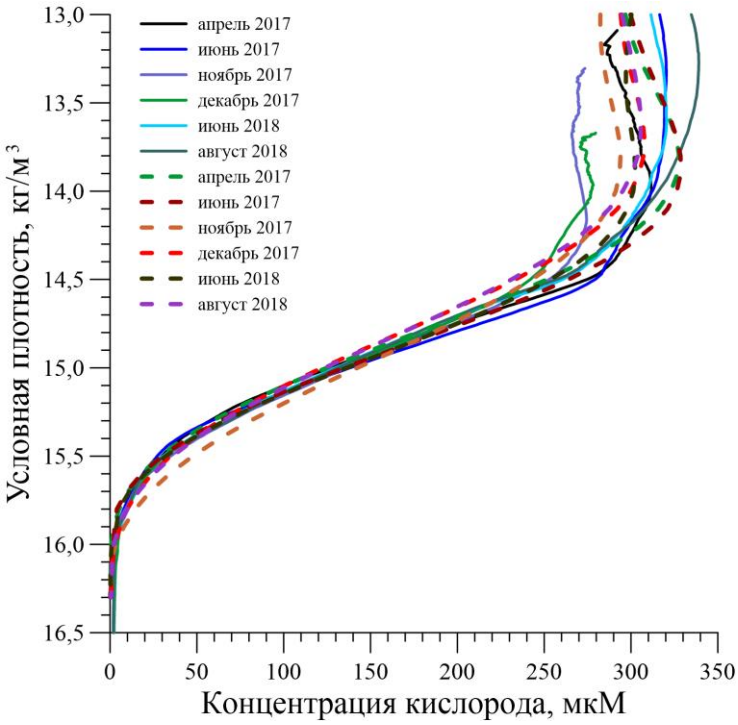
Обсуждение результатов

Вертикальные профили кислорода и сероводорода. По вертикальным профилям кислорода, полученным осреднением натурных данных шести экспедиций (штриховые линии на рис. 2), может сложиться впечатление, что во всех случаях наблюдался подповерхностный максимум кислорода, а начало оксиклина (т. е. заметное уменьшение концентрации кислорода с глубиной) поднялось до глубины залегания изопикнической поверхности σ_t = 14,0 кг/м^3. Однако при анализе данных датчика кислорода (сплошные линии на рис. 2) становится понятно, что подповерхностный максимум кислорода наблюдался только в апреле 2017 г., а начало оксиклина по-прежнему располагалось возле изопикнической поверхности σ_t = 14,5 кг/м^3 и не было подвержено сезонным изменениям, поскольку во всех четырех съемках 2017 г. (апрель, июнь, ноябрь, декабрь) оно оставалось на одном уровне.

---

[1] Методы гидрохимических исследований океана / Отв. ред. О. К. Бордовский. М. : Наука, 1978. 271 с.

[2] *Масевич А. В.* Динамика кислорода в основном пикноклине Черного моря : дисс. … канд. геогр. наук. Севастополь, 2022. 151 с.



Р и с. 2. Вертикальные профили кислорода в шкале плотности для шести съемок, полученные осреднением данных по методу Винклера (штриховые линии) и по датчику кислорода (сплошные)
F i g. 2. Vertical distribution of oxygen in the density scale for 6 surveys obtained by the averaged Winkler (dashed lines) and oxygen sensor data (solid lines)

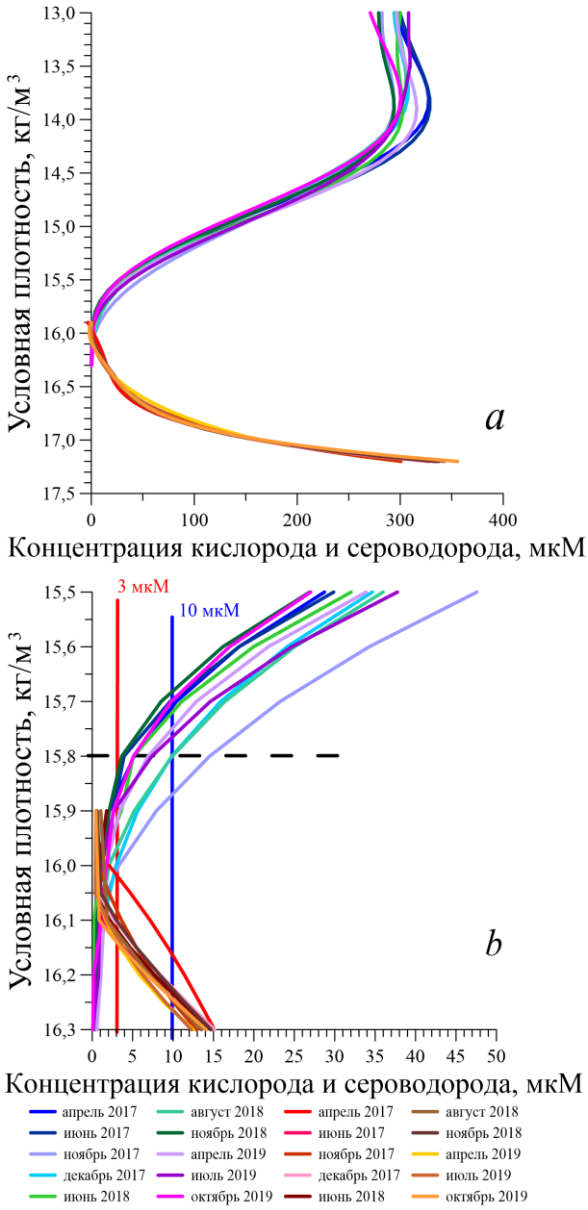
Следует отметить также совпадение всех профилей глубже изопикны σ_t = = 15,0 кг/м^3, когда содержание кислорода становится < 150 мкМ. Только в ноябре 2017 г. его концентрация глубже указанной изопикны была выше, чем в остальных съемках, причем на значение, превышающее погрешность определения, которая в интервале 30–150 мкМ оценивается примерно в 1% [13].

Здесь следует принять во внимание, что в 2017 г. наблюдались условия максимального формирования ХПС для периода 2009–2019 гг. [15], в связи с чем 2017 г. выделяется относительным снижением температуры и увеличением концентрации кислорода в ХПС по сравнению с предыдущими и последующими годами [16]. Возможно, это увеличение и вызвало в ноябре 2017 г. кратковременное (в декабре оно исчезло) возрастание концентрации кислорода глубже изопикны σ_t = 15,0 кг/м^3.

На рис. 3 в шкалах плотности показаны осредненные по натурным данным вертикальные профили кислорода и сероводорода, зафиксированные в 11 экспедициях МГИ.

Практическое слияние вертикальных профилей кислорода (рис. 3, *a*) при более подробном анализе (рис. 3, *b*) показывает, что расположение верхней границы субкислородной зоны, определяемой по концентрации кислорода 10 мкМ, меняется во времени, от 15,7 кг/м^3 до 15,9 кг/м^3 (что в шкале глубин соответствует интервалу 40 м), причем выявить какую-то зависимость поло-

жения верхней границы от сезона не удалось, что неудивительно, поскольку время обновления характеристик в этом слое вод существенно превышает сезон [17, 18]. Последнее косвенно подтверждается тем, что из трех случаев, когда верхняя граница субкислородной зоны располагалась ниже σ_t = = 15,8 кг/м^3, два случая пришлись на зимние месяцы (ноябрь и декабрь 2017 г.), но подобное заглубление наблюдалось и в августе 2018 г.



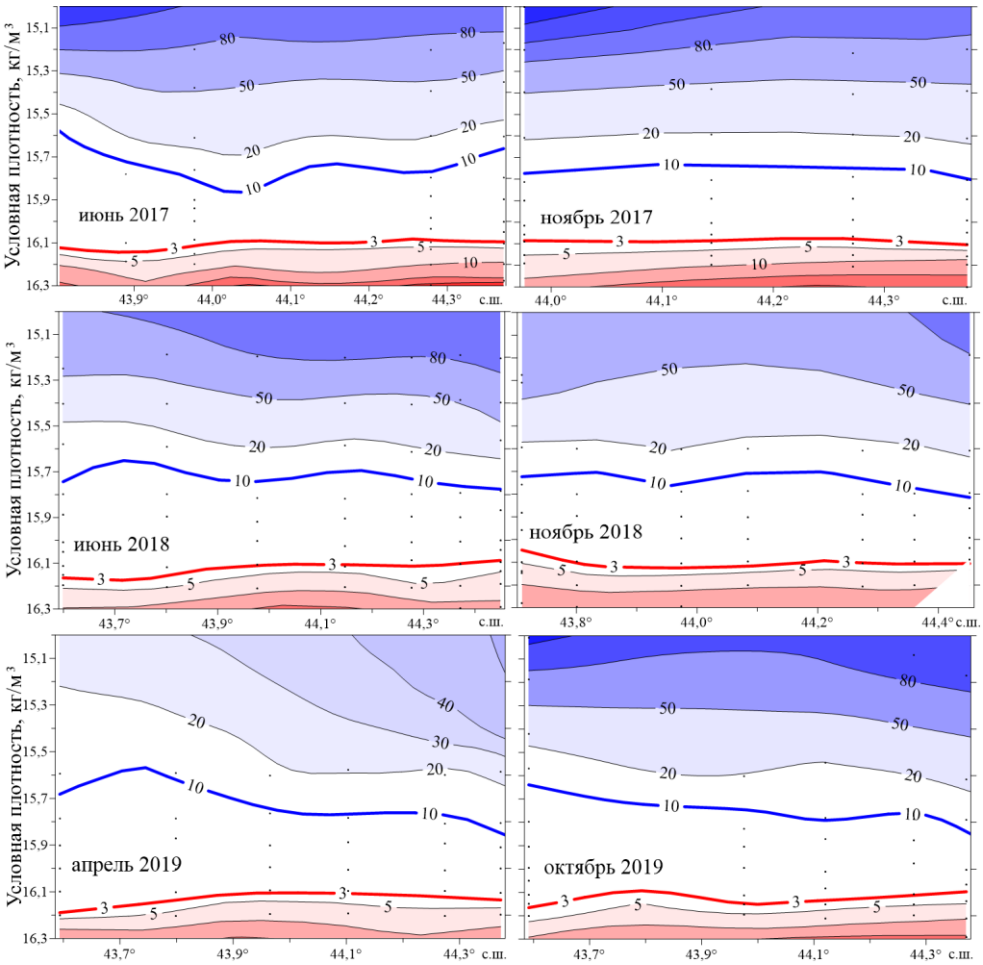
Р и с. 3. Вертикальные профили кислорода и сероводорода в Черном море в 2017–2019 гг. в шкале плотности во всей толще (*a*) и более подробно – в интервале σ_t = 15,5–16,3 кг/м^3 (*b*)

F i g. 3. Vertical profiles of oxygen and hydrogen sulfide in the density scale over the entire thickness (*a*) and in the interval σ_t = 15.5–16.3 kg/m^3 (*b*) in the Black Sea in 2017–2019

Самое низкое положение верхней границы субкислородной зоны на σ_t = = 15,87 кг/м^3 (рис 3, *b*) наблюдалось в ноябре 2017 г., года максимального формирования ХПС за последние 10 лет [13].

Вертикальное распределение сероводорода оказалось более изопикничным, в 10 экспедициях изосульфида 3 мкМ располагалась в диапазоне изопикн 16,10–16,15 кг/м^3, и только в апрельской съемке 2017 г. она заметно поднялась почти до σ_t = 16,0 кг/м^3.

Положение субкислородной зоны на разрезах. Во всех проведенных съемках 2017–2019 гг. (кроме августа 2018 г.), как правило, выполнялся «вековой» разрез II (рис. 1) по линии м. Херсонес – пролив Босфор, поскольку он исторически регулярно исследовался, даже в период 1995–2015 гг., когда экспедиционные исследования глубоководной части Черного моря проводились крайне редко [10].

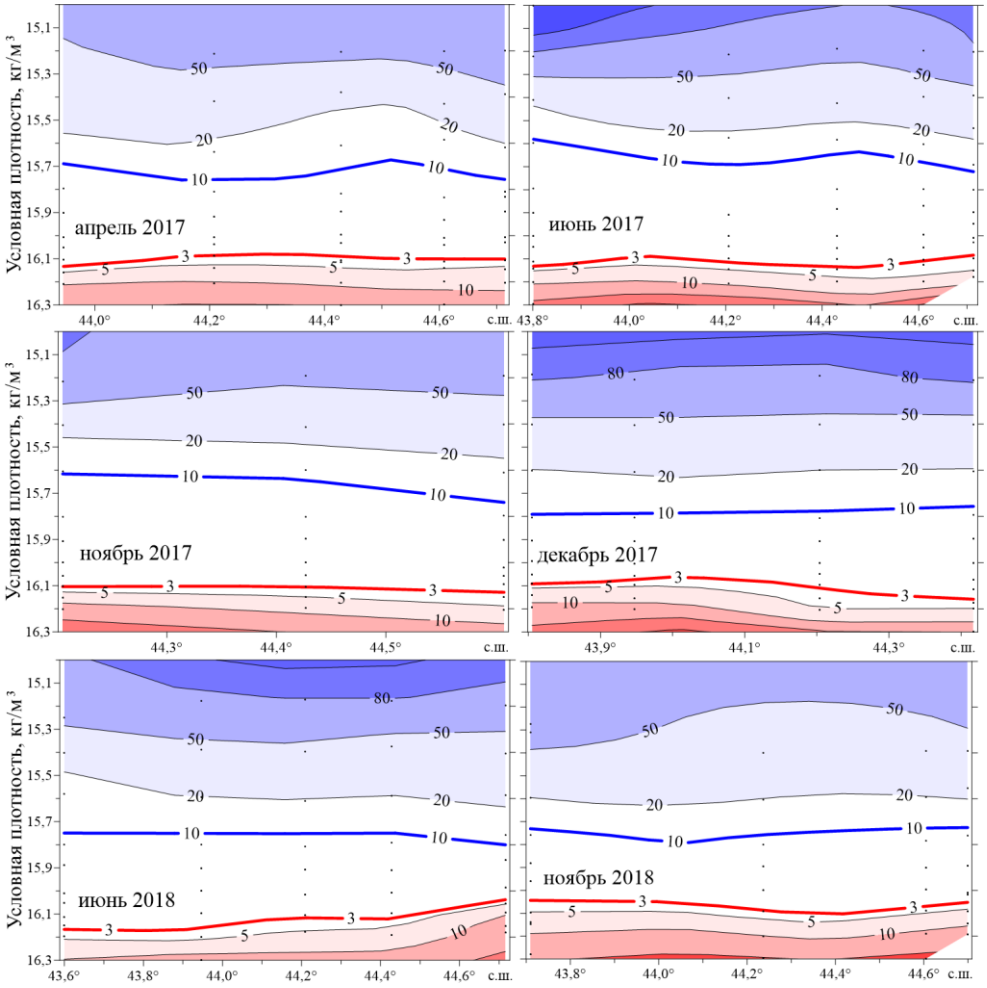


Р и с. 4. Положение субкислородной зоны на «вековом» разрезе II м. Херсонес – пролив Босфор в 2017–2019 гг.

F i g. 4. Position of suboxic zone at the "century" section II Cape Chersonesos – the Bosphorus Strait in 2017–2019

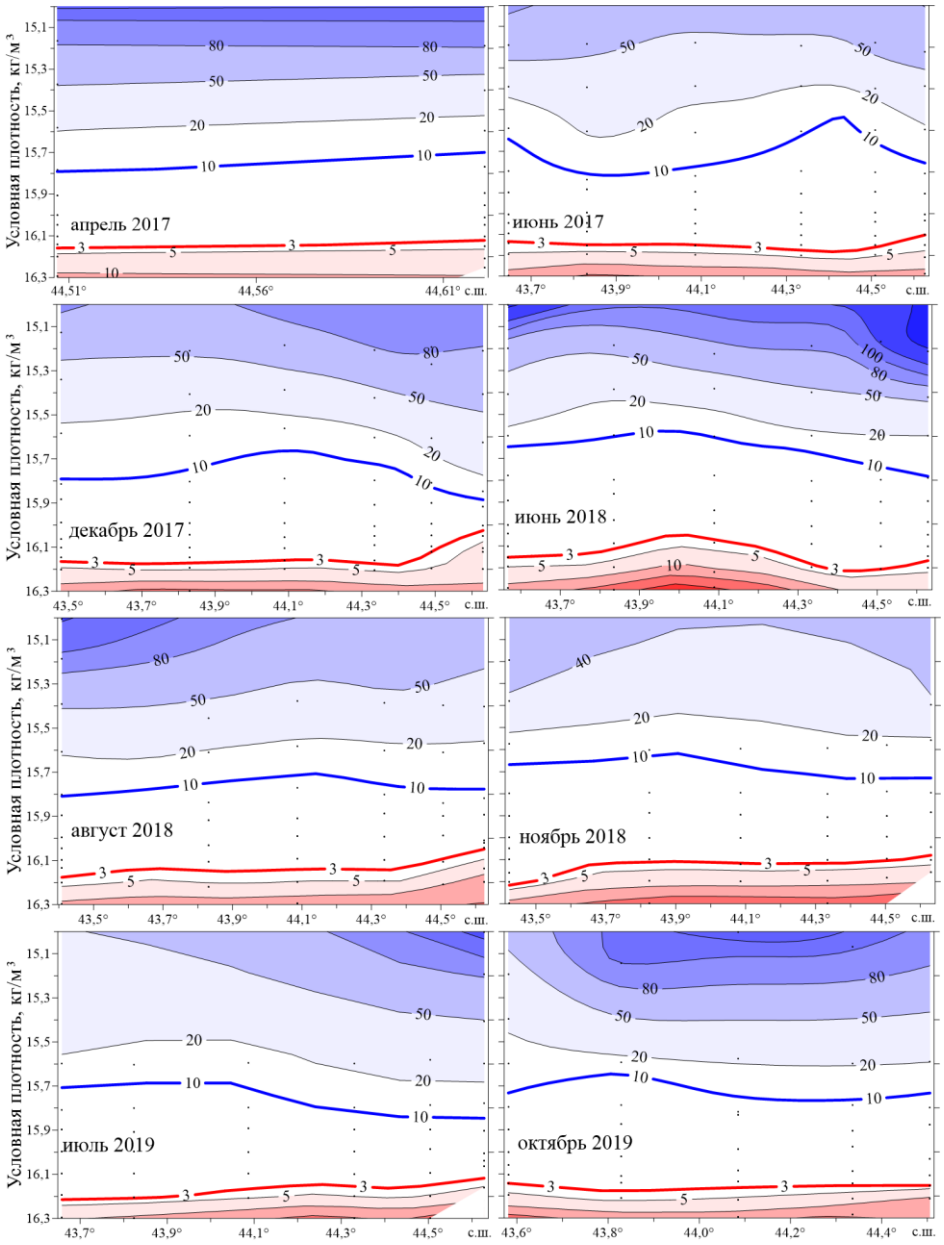
Как следует из рис. 4, изосульфида 3 мкМ постоянно располагалась в интервале изопикн 16,10–16,15 кг/м^3. На фоне этой однородности изооксигена 10 мкМ изменяла свое положение в большем интервале шкалы условной плотности (15,6–15,85 кг/м^3), при этом для отдельной съемки верхняя граница субкислородной зоны могла как располагаться изопикнически (апрель, ноябрь 2017 г.), так и заметно перемещаться в шкале плотности (июнь 2017 г., апрель 2019 г.).

Кроме «векового» разреза в съемках 2017–2019 гг. периодически выполнялся «диагональный» разрез I (рис. 1) перпендикулярно кромке СЗШ, поскольку ранее возле нее регулярно обнаруживалось поднятие сероводородной зоны, в отдельных случаях до глубин 85–90 м [12]. Как следует из рис. 5, изооксигена 10 мкМ во всех съемках располагалась практически изопикнично, однако изменяла свое положение в интервале σ_t = 15,6–15,8 кг/м^3, а изосульфида 3 мкМ неизменно располагалась около изопикнической поверхности σ_t = 16,1 кг/м^3.



Р и с. 5. Положение субкислородной зоны на разрезе I в 2017–2019 гг.
F i g. 5. Position of suboxic zone at section I in 2017–2019

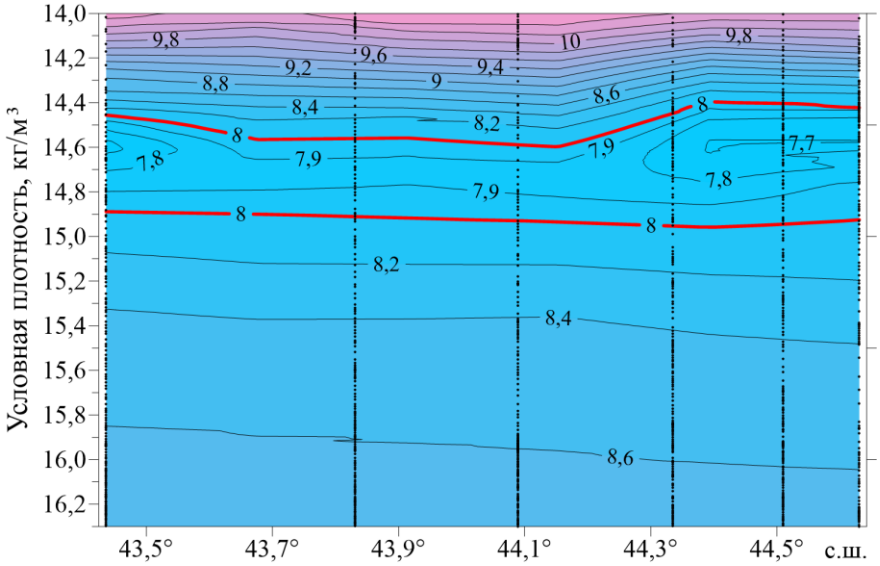
При оценке возможного поднятия сероводородной зоны возле кромки шельфа [12] определенный интерес представляет меридиональный разрез III (рис. 1) южнее Керченского пролива, положение субкислородной зоны на котором в 2017–2019 гг. показано на рис. 6. На этом разрезе практически во всех съемках наблюдалось относительно стабильное положение верхней границы субкислородной зоны в пределах 15,65–15,8 кг/м^3, а верхней границы сероводорода – в пределах 16,15–16,20 кг/м^3.



Р и с. 6. Положение субкислородной зоны на разрезе III в 2017–2019 гг.
F i g. 6. Position of suboxic zone at section III in 2017–2019

На этом фоне относительной стабильности, когда верхняя граница указанной зоны не опускалась глубже σ_t = 15,8 кг/м^3, а нижняя располагалась в небольшом интервале возле изопикны σ_t = 16,1 кг/м^3, выделяется съемка в декабре 2017 г. В данном случае на двух ближайших к шельфу станциях наблюдалось явное сужение субкислородной зоны как за счет опускания изооксигены 10 мкМ с σ_t = 15,7–15,8 кг/м^3 до σ_t = 15,9 кг/м^3, так и за счет поднятия изосульфиды 3 мкМ с σ_t = 16,15 кг/м^3 до σ_t = 16,05 кг/м^3. Таким образом, в шкале плотности толщина субкислородной зоны составила ~ 0,15 ед. σ_t.

Опускание изооксигены 10 мкМ можно объяснить тем, что источником кислорода для субкислородной зоны может быть только ХПС, а при рассмотрении вертикального распределения температуры на керченском разрезе в декабре 2017 г. (рис. 7) становится ясно, что в районе 44,4º–44,6º с. ш. ХПС, определяемый по температуре 8ºС, был как толще, так и холоднее, чем окружающие воды. Отсюда и поступило дополнительное количество кислорода, которого хватило не только для окисления ВОВ, но и для опускания изооксигены 10 мкМ до σ_t = 15,9 кг/м^3.



Р и с. 7. Температура на разрезе III в декабре 2017 г. по датчику температуры
F i g. 7. Temperature at section III by a STD sensor in December 2017

Аналогичное поднятие верхней границы сероводорода на СЗШ мы объяснили особенностями рельефа дна [12], что, возможно, имеет место и в данном случае.

Максимальные концентрации сероводорода в Черном море. На 8 станциях, отмеченных на рис. 1, с дискретностью 50 м было определено содержание сероводорода в интервале глубин 1750–2000 м. Как известно, в придонных водах глубоководной части Черного моря глубже 1750 м благодаря конвективному перемешиванию за счет тепла, поступающего с донной поверхности, наблюдается однородное распределение гидрологических и гидрохимических

характеристик [19]. Среди них большой интерес представляет максимальное содержание сероводорода, а также тенденции его изменения. В частности, в прошлом веке наблюдалось значительное увеличение придонных концентраций сероводорода, после чего его содержание стабилизировалось на уровне 378–387 мкМ [11]. Как видно из таблицы, в которой представлены концентрации сероводорода на 8 глубоководных станциях глубже 1750 м, практически все эти значения попадают в представленный выше интервал. Объединив после статистической проверки [3] значения для всех станций в один массив, получим, что содержание сероводорода на глубинах > 1750 м в Черном море составляет 383 ± 2 мкМ.

Содержание сероводорода (мкМ) в Черном море на глубинах 1750–2000 м в 2017–2019 гг.
Hydrogen sulfide content (μM) in the Black Sea at the 1750–2000 m depths in 2017–2019

Период / Period	Количество измерений / Quantity of measurements	Минимум / Minimum	Максимум / Maximum	Среднее / Average	σ
Апрель 2017 / April 2017	9	378,5	383,4	381,3	1,66
Июнь 2017 / June 2017	14	379,1	388,3	383,6	2,80
Ноябрь 2017 / November 2017	3	381,7	386,1	383,5	2,27
Декабрь 2017 / December 2017	8	381,1	387,9	384,7	2,39
Июнь 2018 / June 2018	7	379,0	386,0	382,2	2,42
Август 2018 / August 2018	4	382,4	384,8	383,8	1,03
Ноябрь 2018 / November 2018	4	377,8	385,6	380,5	3,48
Октябрь 2019 / October 2019	6	379,8	382,7	381,3	1,31

Выводы

По результатам 11 экспедиций Морского гидрофизического института РАН в Черное море в 2017–2019 гг. было установлено:

1. Во всех съемках уменьшение содержания кислорода с глубиной (и, соответственно, возникновение оксиклина) начиналось ниже изопикнической поверхности σ_t = 14,5 кг/м^3.

2. Положение верхней границы субкислородной зоны, определяемое по изооксигене 10 мкМ, не было строго изопикнично, а находилось в интервале изопикн σ_t = 15,7–15,85 кг/м^3. Наиболее глубокое залегание верхней границы ниже σ_t = 15,8 кг/м^3 наблюдалось в ноябре и декабре 2017 г., а также в августе 2018 г.

[3] *Севастьянов Б. А.* Курс теории вероятностей и математической статистики. М. : Наука. Главная редакция физико-математической литературы. 1982. 256 с.

3. Предполагаем, что опускание изооксигены 10 мкМ до σ_t = 15,9 кг/м^3 в районе керченского шельфа связано с наличием более объемного и более холодного промежуточного слоя над шельфом в декабре 2017 г.

4. Верхняя граница сероводорода, определяемая по изосульфиде 3 мкМ, только в одной из 11 съемок (апрель 2017 г.) была приподнята почти до σ_t = = 16,0 кг/м^3, а во всех остальных случаях (в том числе и в августе 2017 г., через полгода после поднятия) неизменно находилась в интервале изопикн 16,10–16,15 кг/м^3.

5. Концентрация сероводорода на глубинах 1750–2000 м в течение последних 25 лет остается неизменной и находится на уровне 383 ± 2 мкМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Murray J. W.*, *Izdar E.* The 1988 Black Sea Oceanographic Expedition: Overview and New Discoveries // Oceanography. 1989. Vol. 2, iss. 1. P. 15–21. https://doi.org/10.5670/oceanog.1989.25
2. *Murray J. W.* The 1988 Black Sea Oceanographic Expedition: introduction and summary // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S655–S661. https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80002-0
3. *Konovalov S. K.*, *Murray J. W.* Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960–1995) // Journal of Marine Systems. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 217–243. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9
4. *Коновалов С. К.*, *Еремеев В. Н.* Региональные особенности, устойчивость и эволюция биогеохимической структуры вод Черного моря // Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря / Под ред. В. Н. Еремеева, С. К. Коновалова. Севастополь, 2012. С. 273–299. EDN ISCAYC.
5. *Akpinar A.*, *Fach B. A.*, *Oguz T.* Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2017. Vol. 124. P. 140–152. http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.002
6. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations / S. Miladinova [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 7. P. 5624–5644. https://doi.org/10.1002/2016JC012644
7. Formation and changes of the Black Sea cold intermediate layer / S. Miladinova [et al.] // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 167. P. 11–23. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.002
8. *Титов В. Б.* Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет // Метеорология и гидрология. 2003. № 10. С. 68–75. EDN PVMAJH.
9. Spatial and temporal variability in the chemical properties of the oxic and suboxic layers of the Black Sea / S. Tuğrul [et al.] // Journal of Marine Systems. 2014. Vol. 135. P. 29–43. http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.09.008
10. *Кондратьев С. И.*, *Видничук А. В.* Особенности вертикального распределения кислорода и сероводорода в Черном море по экспедиционным данным Морского гидрофизического института в 1995–2015 годах // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 5. С. 422–433. EDN VLBKME. http://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-422-433
11. *Кондратьев С. И.*, *Видничук А. В.* Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в Черном море в 2016 г. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 3. С. 91–99. EDN HACWMH.
12. *Кондратьев С. И.*, *Масевич А. В.*, *Белокопытов В. Н.* Положение верхней границы сероводородной зоны над бровкой шельфа Крыма // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2022. № 3. С.97–107. EDN MKWBYC.

13. *Carpenter J. H.* The accuracy of the Winkler method for dissolved oxygen analysis // Limnology and Oceanography. 1965. Vol. 10, iss. 1. P. 135–140. https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.1.0135

14. *Carpenter J. H.* The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method // Limnology and Oceanography. 1965. Vol. 10, iss. 1. P. 141–143. https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.1.0141

15. *Capet A.*, *Vandenbulcke L.*, *Grégoire M.* A new intermittent regime of convective ventilation threatens the Black Sea oxygenation status // Biogeosciences. 2020. Vol. 17, iss. 24. P. 6507–6525. https://doi.org/10.5194/bg-17-6507-2020

16. *Видничук А. В.*, *Коновалов С. К.* Изменение кислородного режима глубоководной части Черного моря за период 1980–2019 годы // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 2. С. 195–206. EDN UMVMXM. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-195-206

17. *Кривошея В. Г.*, *Овчинников И. М.*, *Скирта А. Ю.* Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Отв. ред. А. Г. Зацепин, М. В. Флинт. М. : Наука, 2002. С. 27–39.

18. *Белокопытов В. Н.* Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 5. С. 33–41. EDN TOERWX.

19. *Иванов В. А.*, *Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.

Об авторах:

Кондратьев Сергей Иванович, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат химических наук, **ORCID ID: 0000-0002-2049-7750**, **ResearcherID: F-8972-2019**, **Scopus Author ID: 35784380700**, **SPIN-код: 3027-2008**, skondratt@mail.ru

Масевич Анна Владимировна, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0889-020X**, **ResearcherID: AAO-2592-2020**, **Scopus Author ID: 58544083700**, **SPIN-код: 3687-0399**, anna_vidnichuk@mhi-ras.ru

Научная статья

УДК 551.465
EDN: NETNBZ

Влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта: лабораторный эксперимент

А. Г. Зацепин [1, 2], **Д. Н. Елкин** [1, 2, ✉]

[1] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*
✉ *dmelkin@mail.ru*

Поступила в редакцию 11.10.2023; одобрена после рецензирования 01.11.2023;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Исследовано влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта во вращающейся жидкости в лабораторных условиях.
Методы и результаты. Проведены эксперименты в цилиндрическом бассейне, расположенном на вращающейся платформе. В бассейн вставлен конус так, что его основание совпадает с нижним основанием цилиндра. Высота конуса меньше, чем радиус основания. Перед началом опыта бассейн заполняется пресной или соленой водой с определенной соленостью. Толщина водного слоя больше высоты конуса. Антициклонические вихри создаются с помощью локального источника постоянного расхода подкрашенной интенсивным красителем в синий цвет пресной воды. Источник расположен непосредственно под поверхностью водного слоя на расстоянии, равном половине радиуса бассейна, от его центра. Вихри, продуцируемые источником, при достижении критического диаметра уходят из-под него и под действием топографического бета-эффекта дрейфуют вдоль изобат в «западном» направлении («север» – вершина конуса в центре бассейна). Опыты проводились над конусом с гладкой поверхностью и над конусом с выступающей на боковой поверхности в виде хребта частью, высота которой значительно меньше высоты конуса, расположенного на пути дрейфа вихрей. В опытах над конусом с хребтом дрейф вихрей как баротропных (пресная вода в бассейне), так и бароклинных (соленая вода в бассейне) замедлялся по сравнению с опытами над гладким конусом. После пересечения хребта значительно уменьшалась и орбитальная скорость вихрей.
Выводы. При наблюдениях и численном моделировании Севастопольского антициклонического вихря в Черном море, перемещающегося над континентальным склоном вдоль изобат в юго-западном направлении, было обнаружено, что движение вихря замедляется в области подводного хребта, образованного локальным поднятием рельефа дна между двумя каньонами – палеоруслом Дуная и палеоруслом Западного Днепра. Результаты лабораторного эксперимента подтвердили данные наблюдений и численных расчетов о замедлении распространения Севастопольского вихря и уменьшении его орбитальной скорости при пересечении им подводного хребта.

Ключевые слова: вращающаяся жидкость, наклонное дно, лабораторное моделирование, перемещение вихрей, батиметрия

Благодарности: работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 21-77-10052 и в рамках темы госзадания FMWE-2024-0016 (ИО РАН). Авторы благодарны Арсению Александровичу Кубрякову за предложение выполнить лабораторный эксперимент по исследованию влияния подводного хребта на распространение мезомасштабных вихрей над наклонным дном во вращающейся жидкости.

Для цитирования: *Зацепин А. Г., Елкин Д. Н.* Влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта: лабораторный эксперимент // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 298–311. EDN NETNBZ.

Original article

Underwater Ridge Impact on the Motion of Anticyclonic Eddies over a Sloping Bottom as a Result of the Topographic Beta-Effect: Laboratory Experiment

A. G. Zatsepin [1, 2], **D. N. Elkin** [1, 2, ✉]

[1] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[2] *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*
✉ *dmelkin@mail.ru*

Abstract
Purpose. The work is purposed at investigating the underwater ridge impact on the motion of anticyclonic eddies over a sloping bottom as a result of the topographic beta-effect in the laboratory conditions.
Methods and Results. The experiments are carried out in a cylindrical tank located on a rotating platform. A cone with its apex up is inscribed into the tank so that its base coincides with the cylinder lower base. The cone height is less than the base radius. Before the start of each experiment, the tank was filled with fresh or salt water of certain salinity. The fluid layer height exceeds that of the cone in the tank. The anticyclonic eddies were generated using a local constant source of a blue-colored fresh water flow. The source was located directly below the water layer surface at a distance equal to half the tank radius from its center. Having achieved the critical diameter, the generated eddies, due to the topographic beta-effect, drifted along the isobaths in the "western" direction ("north" is at the cone top in the tank center). The experiments were carried out over the cone with a smooth surface, and over the cone with a ridge on its side whose height was significantly smaller than that of the cone located at the path of the eddy drift. In the experimental runs with the ridge, the drift both of barotropic (fresh water in the tank) and baroclinic (salt water in the tank) eddies slowed down as compared to the eddy drift velocities in the absence of the ridge. After crossing the ridge, the orbital velocity of eddies also decreased significantly.
Conclusions. Field observations and numerical modeling of the Sevastopol anticyclonic eddy in the Black Sea moving over the continental slope along the isobaths in the southwestern direction showed that the eddy motion slowed down in the area of the underwater ridge formed by a local rise in the bottom relief between two canyons – the Danube and the Western Dnieper paleochannels. The results of the laboratory experiment have confirmed the data of field observations and numerical modeling on a slowdown of the Sevastopol eddy motion and a decrease in its orbital velocity while crossing the underwater ridge due to the topographic beta-effect.

Keywords: rotating fluid, sloping bottom, numerical modeling, fluid motion, eddy motion, bathymetry

Acknowledgments: The work was carried out with financial support of the RSF grant No. 21-77-10052 and within the framework of the theme of state assignment FMWE-2021-0002 (IO RAS). The authors are grateful to Arseniy Aleksandrovich Kubryakov for his proposal to perform the laboratory experiment on studying the impact of an underwater ridge on the motion of mesoscale eddies over a sloping bottom in a rotating fluid.

For citation: Zatsepin, A.G. and Elkin, D.N., 2024. Underwater Ridge Impact on the Motion of Anticyclonic Eddies over a Sloping Bottom as a Result of the Topographic Beta-Effect: Laboratory Experiment. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 271-283.

Введение

Мезомасштабные вихри, образующиеся в Черном море главным образом вследствие неустойчивости и меандрирования Основного Черноморского течения (ОЧТ) [1], как правило, перемещаются в направлении этого течения, но с существенно меньшей скоростью [1]. В нескольких областях моря континентальный склон, над нижней частью которого располагается стрежень ОЧТ, является достаточно широким и, по-видимому, оказывает существенное влияние на динамику этого течения и связанных с ним вихрей [2]. К таким областям относится западная часть моря, где часто наблюдается так называемый Севастопольский антициклонический вихрь. Этот мезомасштабный антициклон, предположительно, формируется в результате обтекания Крымского п-ова ОЧТ [3] в фазу его ослабления [4]. После формирования вихрь движется на юго-запад над континентальным склоном, а затем на расстоянии около 100 км от Крымского п-ова иногда прекращает движение и становится квазистационарным [5].

Р и с. 1. Топография Черноморско-Азовского бассейна (карта составлена Р. Р. Станичной). Красной штриховой линией обозначено местоположение вдольсклонового хребта в западной части черноморского континентального склона

F i g. 1. Topography of the Azov-Black Sea basin (map was compiled by R. R. Stanichnaya). Red dotted line shows the along-slope ridge location in the western part of the Black Sea continental slope

«Зависание» Севастопольского вихря над континентальным склоном приводит к сильному и долговременному влиянию вихря на кроссшельфовый обмен.

[1] Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / [А. С. Блатов и др.]. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.

Исследования показали, что этот процесс может существенно влиять на латеральный поток питательных веществ и функционирование экосистемы западной части Черного моря [6–9]. Через несколько недель Севастопольский вихрь перестает быть неподвижным, продолжает перемещение на юго-запад и окончательно диссипирует при подходе к южной части черноморской котловины [1, 10].

Одной из возможных причин замедления и временной остановки Севастопольского вихря, обсуждаемых в литературе, является влияние на вихрь особенностей топографии дна, а именно вдольсклонового хребта, который расположен на пути перемещения вихря в этой части Черного моря [11]. Считается, что данный подводный хребет (см. рис. 1) образован локальным поднятием морского дна между двумя каньонами – палеоруслом Дуная и палеоруслом Западного Днепра [10].

В связи со сказанным выше была поставлена цель исследовать влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта во вращающейся жидкости в лабораторных условиях. Статья продолжает исследование, начало которому положено в работах [2, 3].

Экспериментальная установка и методика проведения опытов

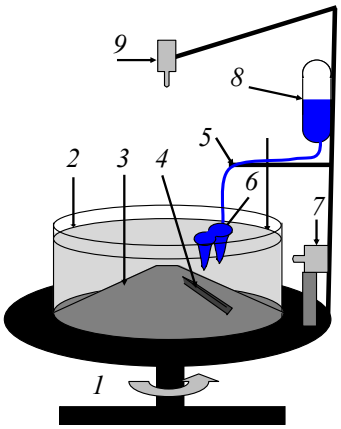
Схема экспериментальной установки изображена на рис. 2. Опыты проводились в цилиндрическом бассейне диаметром 60 см и высотой 28 см (*2*), размещенном в центре однометровой, вращающейся против часовой стрелки платформы (*1*). В бассейне на дне был размещен конус так, что его основание совпадало с нижним основанием цилиндра (*3*). Угол между образующей конуса и горизонталью составлял 15°. Высота конуса – 8 см.

Подготовка опыта производилась следующим образом. Перед его началом бассейн заполнялся однородной по плотности водой, пресной или с определенной соленостью S (от 1 до 4 ‰). Высота слоя жидкости в бассейне составляла 19 см, так что вершина конуса находилась под поверхностью воды. Затем включалось циклоническое (против часовой стрелки) вращение платформы с периодом $T = 5$ с ($f = 4\pi/T = 1{,}25$ с$^{-1}$ – параметр Кориолиса). Примерно через 10 мин вода в бассейне раскручивалась до состояния твердотельного вращения. После этого включались видеокамеры и запускался локальный источник расхода воды, через который пресная, подкрашенная в синий цвет вода с расходом, близким к постоянному, ламинарным образом поступала в приповерхностный слой в бассейне. Источник (*5*) представлял собой вертикальную трубку диаметром 1,0 см, конец которой располагался чуть ниже поверхности

[2] *Елкин Д. Н., Зацепин А. Г.* Лабораторное исследование влияния подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном во вращающейся жидкости под действием топографического бета-эффекта // Многофазные системы. 2023. Т. 18, № 4. С. 382–384.

[3] *Елкин Д. Н., Зацепин А. Г.* Влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном во вращающейся жидкости // Труды XII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2023)». Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2024. Том II (IV). С. 119–126.

водного слоя на расстоянии, равном половине радиуса бассейна, от его центра. Источник снабжался водой с почти постоянным расходом из закрепленной на стойке платформы объемной бюретки (*8*), заполненной пресной водой, подкрашенной интенсивным красителем в синий цвет. Под работающим источником за небольшое время образовывался антициклонический вихрь (*6*). При этом, если вода в бассейне была пресной, создавались баротропные антициклонические вихри (вихревые колонки). Если же вода в бассейне была соленой, то под источником образовывались бароклинные вихри (поверхностные вихревые линзы). Такой способ создания вихрей во вращающейся жидкости часто использовался ранее в лабораторных экспериментах [12].



Р и с. 2. Схема экспериментальной установки [2, 3]: *1* – циклонически вращающаяся платформа; *2* – цилиндрический бассейн из оргстекла; *3* – конус; *4* – выступ в виде хребта; *5* – трубка; *6* – вытекающая из источника подкрашенная вода и образующиеся под ним антициклонические вихри; *7* – видеокамера сбоку; *8* – объемная бюретка с краном; *9* – видеокамера сверху

F i g. 2. Scheme of the laboratory set-up [2, 3]: *1* – cyclonically rotating platform; *2* – organic glass cylindrical tank; *3* – cone; *4* – ridge; *5* – tube; *6* – colored water flowing from the source and anticyclonic eddies formed under it; *7* – side-view video camera; *8* – volumetric burette with tap; *9* – top-view video camera

Баротропная вихревая колонка, достигающая дна, непосредственным образом испытывает влияние рельефа дна. Бароклинный вихрь – поверхностная вихревая линза – хотя и заканчивается на некоторой глубине, тоже испытывает воздействие рельефа дна, поскольку, вследствие закона сохранения потенциального вихря, под ней формируется антициклоническая вихревая колонка, достигающая дна. Вместе с этой вихревой колонкой в нижнем слое воды поверхностная вихревая линза образует взаимосвязанную вихревую структуру. Вследствие топографического бета-эффекта (его краткое описание приводится ниже) баротропные и бароклинные вихри, образующиеся под источником, перемещаются над конусом в «западном» – антициклоническом направлении. Для визуализации их орбитального вращения по поверхности водного слоя рассыпаются мелкие бумажные пелетки, видеосъемка перемещения которых позволяет количественно определить орбитальную скорость вихрей.

Опыты проводились при постоянных значениях угловой скорости вращения платформы и уровня жидкости в бассейне, расход источника $Q \approx 1{,}7$ см^3/с. От опыта к опыту изменялась лишь соленость воды в бассейне. Одна серия опытов проводилась над конусом с гладкой поверхностью, другая, при тех же самых значениях параметров, – над поверхностью конуса с вдольсклоновым выступом в виде хребта (*4*). Хребет был расположен на пути дрейфа вихрей на расстоянии 20 см от источника в антициклоническом направлении (по часовой стрелке). Отношение высоты хребта к общей глубине слоя воды в области распространения вихрей составляло 0,1–0,2. Таким образом, хребет в эксперименте представлял собой относительно небольшое препятствие, приблизительно подобное своему черноморскому аналогу. Для видеозаписи опыта сверху на платформе располагалась верхняя видеокамера (*9*), а для видеозаписи сбоку – боковая видеокамера (*7*).

Как уже указывалось выше, в течение каждого опыта под источником в процессе его работы периодически образовывались антициклонические вихри, которые при достижении определенного диаметра уходили из-под него и дрейфовали вдоль изобат в «западном» направлении («север» – вершина конуса в центре бассейна) под влиянием топографического бета-эффекта. Периодический уход вихрей из-под источника был обнаружен и описан в [13, 14].

Суть этого процесса, наиболее ясная в баротропном случае, заключается в следующем. Из закона сохранения массы вытекающей из источника жидкости следует, что скорость осесимметричного расширения антициклонической баротропной вихревой колонки $U = Q/(\pi D H_0)$, где Q – расход источника; D – растущий диаметр вихревой колонки; H_0 – толщина слоя жидкости в бассейне под источником. Из-за топографического бета-эффекта, обусловленного наклоном дна в радиальном направлении, вихревая колонка дрейфует в азимутальном антициклоническом направлении со скоростью $V = (\beta_t D^2)/4$ [15, 16], т. е. скорость дрейфа квадратично увеличивается с ростом диаметра колонки. Здесь $\beta_t = f\,\mathrm{tg}\alpha/H_0$ – параметр топографического бета-эффекта, где $f = 2\Omega$ – параметр Кориолиса, $\Omega = 2\,\pi/T$ – угловая скорость вращения платформы; α – угол наклона образующей конуса к горизонтали. В какой-то момент достигается условие $V > U$ и вихревая колонка уходит из-под источника. Из этого неравенства следует, что $D > (4Q/\pi f\mathrm{tg}\alpha)^{1/3}$.

Принимая $D_t = (4Q/\pi f\mathrm{tg}\alpha)^{1/3}$ за критический масштаб вихревой колонки, оценим масштаб скорости ее дрейфа:

$$V_t = \beta D_t^2/4 = (1/4\pi)^{1/3}\,(Q^2 f\mathrm{tg}\alpha)^{1/3}/H_0.$$

Данные соотношения прошли экспериментальную проверку и, за исключением числовых коэффициентов, получили убедительное подтверждение [13, 14]. При этом было обнаружено, что значение измеренной скорости V_b бета-дрейфа примерно в пять раз больше V_t: $V_b \approx 5V_t$, а реальный диаметр

$D_b \approx 4{,}5D_t$. При продолжительной работе источника образуется цепочка антициклонических вихревых колонок (баротропный случай) или вихревых линз (бароклинный случай), следующих друг за другом вдоль изобат. В данном эксперименте исследовалось влияние вдольсклонового хребта на скорость перемещения вихрей в цепочке, как баротропных, так и бароклинных. При этом особое внимание уделялось наблюдению за динамикой и структурой первого вихря в цепочке.

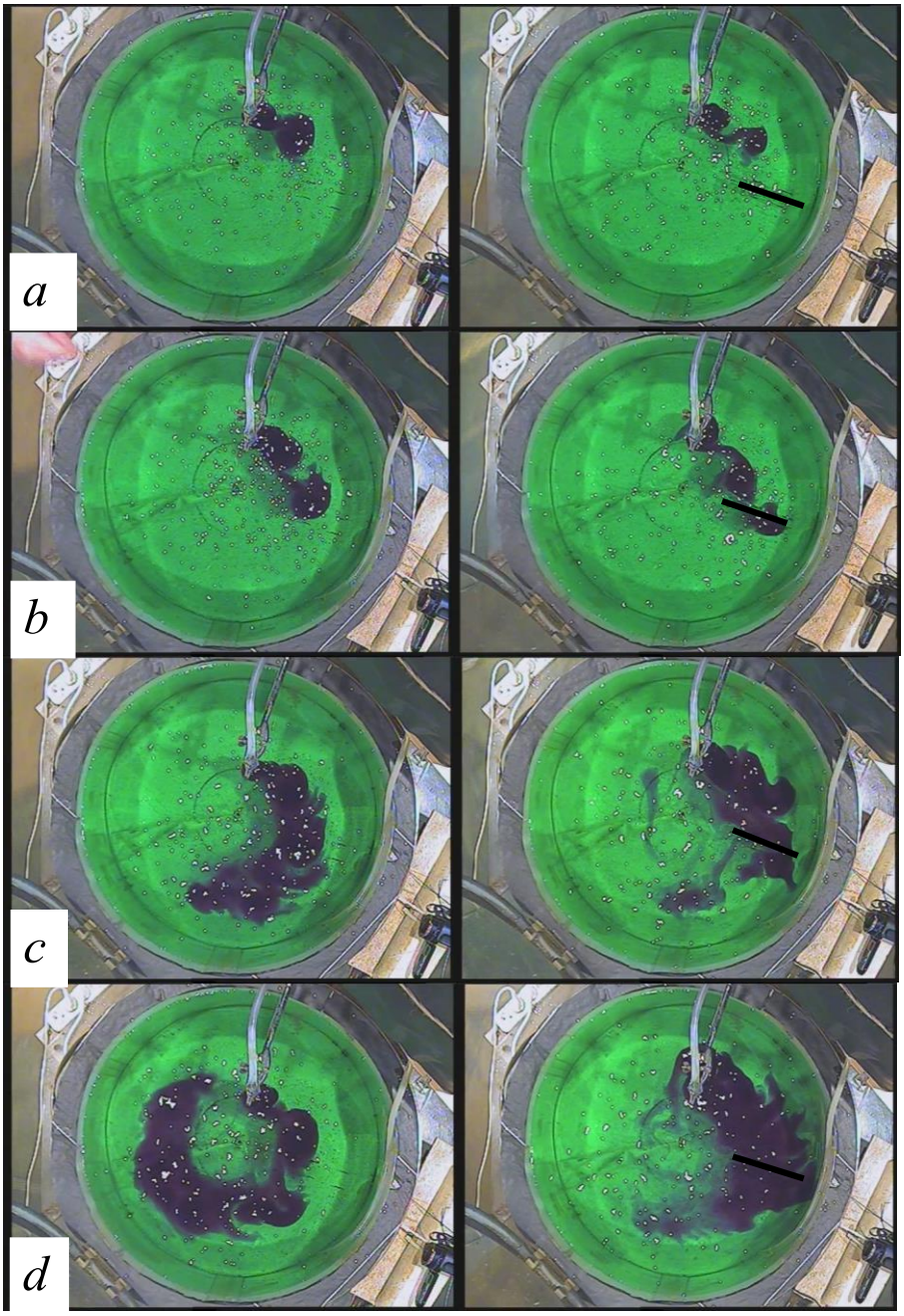
Результаты опытов и их обсуждение

После каждого опыта на основе обработки данных видеосъемки определялись следующие параметры вихревого течения: трансляционная скорость распространения вихрей от источника в антициклоническом направлении; максимальная орбитальная скорость вращения воды в вихрях; диаметр вихрей (по расстоянию от центра вихря до орбиты максимальной скорости); влияние хребта на параметры вихревого течения.

На рис. 3 представлены кадры видеосъемки распространения вихревого течения в антициклоническом направлении над конусом без выступа в виде хребта и с выступом соответственно.

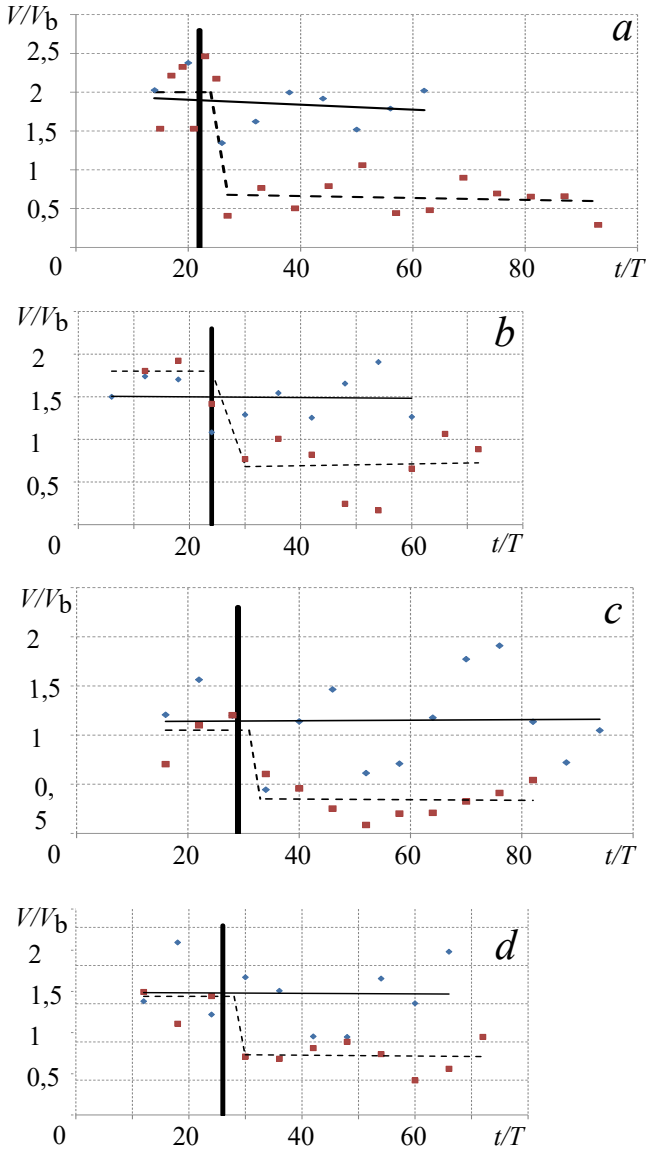
Поскольку кадры на обоих рисунках сделаны приблизительно в одни и те же моменты времени, из их сопоставления следует, что хребет сильно замедляет распространение вихревого течения и способствует разрушению индивидуальных вихрей. Действительно, расчеты показали, что при пересечении хребта азимутальная скорость вихревого течения уменьшается в два раза и более (см. рис. 4). Наиболее сильное замедление течения происходит, как и следует ожидать, в случае баротропных вихревых колонок (рис. 4, *а*). Плотностная стратификация несколько ослабляет действие топографического бета-эффекта, но не подавляет его полностью. Хребет уменьшает глубину проникновения бароклинного вихревого течения (рис. 5) и орбитальную скорость вихрей (рис. 6). Любопытно, что хребет не оказывает существенного влияния на диаметр вихрей D_e (рис. 7).

Важный вопрос заключается в следующем: являются генерируемые источником антициклонические вихри бароклинно устойчивыми или неустойчивыми? Во всех экспериментах распада одного вихря на два или более мелких не наблюдалось. Вместе с тем представляет интерес оценить число Бургера $\mathrm{Bu} = (Rd/R_e)^2$, где $Rd = (g'H_0)^{1/2}/f$ – бароклинный радиус деформации; $R_e = D_e/2$ – радиус вихря ($g' = g\beta S$, здесь g – ускорение свободного падения; β – коэффициент соленостного сжатия; S – соленость воды в бассейне), изменение числа Бургера со временем и сопоставить рассчитанные значения Bu с критическим значением, характеризующим переход вихря от бароклинно устойчивого к неустойчивому состоянию.



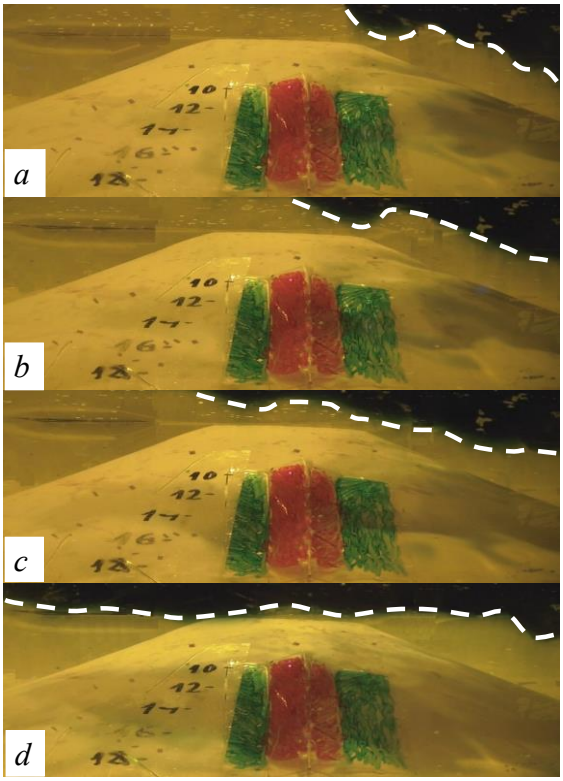
Р и с. 3. Опыт [2, 3] с гладким конусом (*слева*) и с выступом на поверхности конуса в виде хребта (*справа*) (вид сверху) при отношении t/T, равном 12 (*a*); 18 (*b*); 42 (*c*); 66 (*d*). Соленость воды в бассейне $S = 1$ ‰

F i g. 3. Experiment [2, 3] with a smooth cone (*left*) and a ridge on the cone surface (*right*) (top view) at relation t/T equal to 12 (*a*); 18 (*b*); 42 (*c*) and 66 (*d*). Salinity of water in the tank $S = 1$ ‰



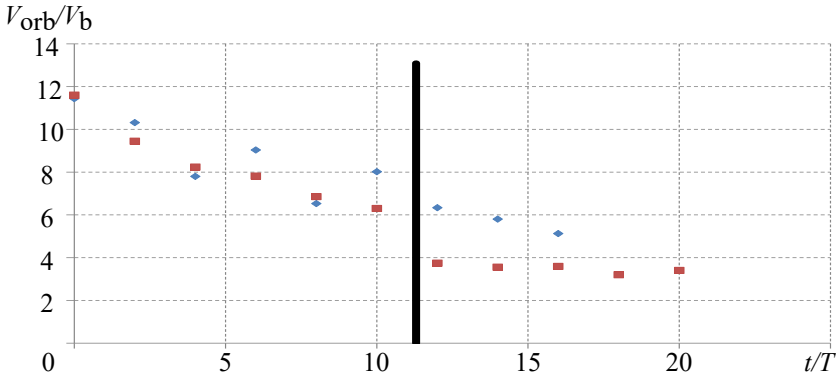
Р и с. 4. Зависимость V/V_b от t/T в эксперименте с однородной пресной жидкостью (*a*); с жидкостью соленостью *S*, равной 1 (*b*), 2 (*c*), 4 ‰ (*d*). Синие ромбы – эксперимент над конусом с гладкой поверхностью, красные квадраты – эксперимент над конусом с выступом в виде хребта, толстая черная линия – момент времени, когда фронт течения пересекает хребет, тонкая сплошная линия – линия тренда для опытов над конусом с гладкой поверхностью, тонкая штриховая линия – линия тренда для опытов над конусом с хребтом [3]

F i g. 4. Dependence of V/V_b on t/T in the experiment with: homogeneous fresh liquid (*a*) and liquid with salinity *S* equal to 1 (*b*), 2 (*c*) and 4 ‰ (*d*). Blue diamonds denote the experiment over the cone with a smooth surface, red squares – the experiment over the cone with a ridge, thick black line shows the moment when the current front crosses the ridge, thin solid line – the trend line for the experiments over the cone with a smooth surface, thin dashed line – the trend line for the experiments over the cone with a ridge [3]



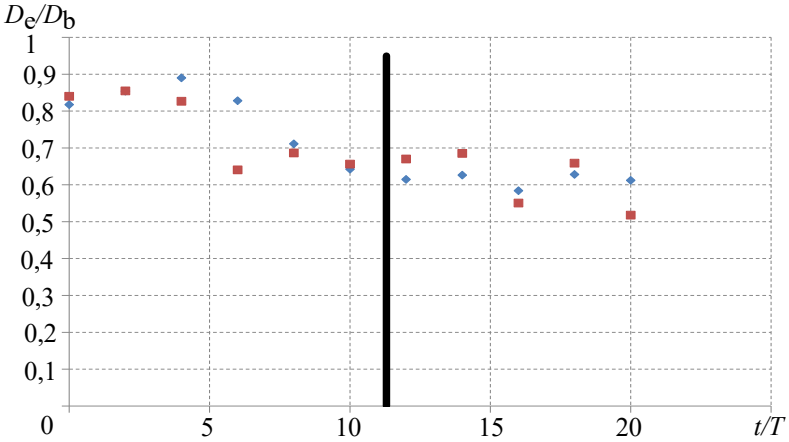
Р и с. 5. Бароклинное вихревое течение (вид сбоку), подкрашенное в синий цвет и распространяющееся справа налево над конусом с хребтом (подкрашен красным) при значении t/T, равном 52 (*a*), 54 (*b*), 66 (*c*), 90 (*d*). Соленость воды в бассейне $S = 1$ ‰. Белой штриховой линией показана граница между верхним слоем пресной воды и нижним слоем соленой воды [3]

F i g. 5. Baroclinic eddy current (side view) colored blue and moving from right to left over the cone with a ridge (colored red) at *t/T* equal to 52 (*a*), 54 (*b*), 66 (*c*) and 90 (*d*). Salinity of water in the tank S = 1 ‰. White dotted line shows the boundary between the upper layer of fresh water and the lower layer of salt water [3]



Р и с. 6. Зависимость $V_{\mathrm{orb}}/V_{\mathrm{b}}$ от t/T. Синие ромбы – эксперимент над конусом с гладкой поверхностью, красные квадраты – эксперимент над конусом с выступом в виде хребта. Толстая черная линия – момент времени, когда течение проходит над хребтом [3]. Соленость воды в бассейне $S = 2$ ‰

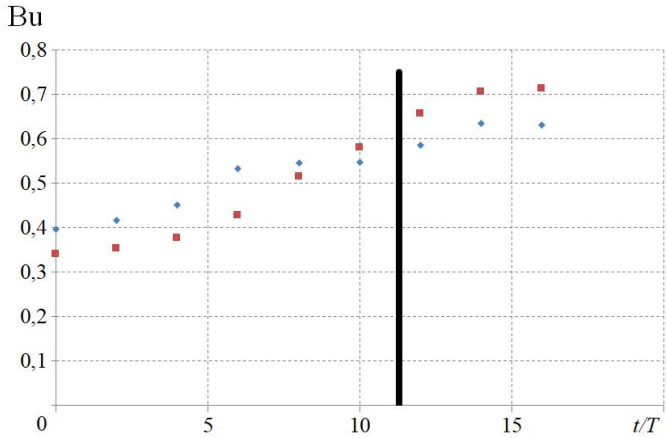
F i g. 6. Dependence of V_{orb}/V_b on t/T. Blue diamonds denote the experiment over the cone with a smooth surface, red squares – the experiment over the cone with a ridge. Thick black line shows the moment when the current front passes over the ridge [3]. Salinity of water in the tank $S = 2$ ‰



Р и с. 7. Зависимость D_e/D_b от t/T. Синие ромбы – эксперимент над конусом с гладкой поверхностью, красные квадраты –- эксперимент над конусом с выступом в виде хребта; толстая черная линия – момент времени, когда фронт вихревого течения проходит над хребтом [3]. Соленость воды в бассейне $S = 2$ ‰

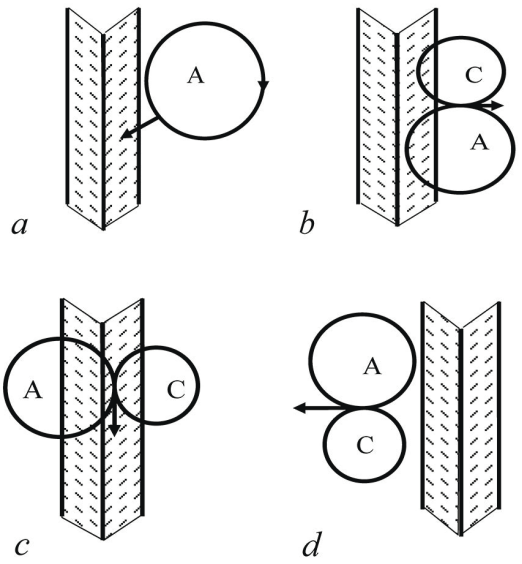
F i g. 7. Dependence of D_e/D_b on t/T. Blue diamonds denote the experiment over the cone with a smooth surface, red squares – the experiment over the cone with a ridge. Thick black line shows the moment when the current front passes over the ridge [3]. Salinity of water in the tank $S = 2$ ‰

Зависимость Bu от безразмерного времени t/T для $S = 2$ ‰ представлена на рис. 8. Видно, что значения Bu растут со временем от 0,35–0,40 до 0,62–0,72 (вследствие уменьшения диаметра вихря). Это означает, что если бароклинный вихрь был устойчив под источником, то он и в дальнейшем сохранит свою устойчивость, поскольку для достижения бароклинной неустойчивости параметр Bu должен быть значительно меньше единицы [17]. Кроме того, как было показано в [2, 17], наклон дна дополнительно стабилизирует бароклинные течения и вихри, т. е. делает их более устойчивыми. На основании этого можно заключить, что в данной серии опытов бароклинная неустойчивость не проявлялась и не оказывала существенного влияния на эволюцию бароклинных антициклонических вихрей [18].



Р и с. 8. Зависимость числа Bu от безразмерного времени t/T для $S = 2$ ‰

F i g. 8. Dependence of Bu number on dimensionless time for $S = 2$ ‰



Р и с. 9. Схема прохождения антициклонического вихря над хребтом [2, 3] (А – антициклонический вихрь, С – циклонический вихрь)
F i g. 9. Scheme of passage of an anticyclonic vortex over the ridge [2, 3] (A is an anticyclonic eddy, C is a cyclonic eddy)

Схема прохождения антициклонического вихря над хребтом показана на рис. 9. На рис. 9, *a* отображен момент времени, когда вихрь (А) подходит вплотную к хребту. Стремясь перемещаться вдоль изобаты, заползая на хребет, антициклонический вихрь смещается вниз по склону. При этом выше него образуется циклонический вихрь (С) меньшего диаметра (рис. 9, *b*). Данная вихревая пара имеет тенденцию к перемещению в циклоническом направлении, поэтому перемещение антициклона в антициклоническом направлении замедляется. Поскольку антициклон является более крупным и мощным вихрем по сравнению с циклоном, он «прокручивает» последний вокруг себя (рис. 9, *c*). В конце концов оба вихря пересекают хребет (рис. 9, *d*). Вскоре после этого циклон диссипирует, а антициклон в ослабленном виде продолжает перемещаться в антициклоническом направлении за счет топографического бета-эффекта.

Заключение

Проведены лабораторные опыты по исследованию влияния подводного хребта, расположенного на наклонном дне и направленного вдоль его склона, на баротропные и бароклинные антициклонические вихри, перемещающиеся вдоль изобат в антициклоническом направлении (на «запад») вследствие топографического бета-эффекта.

В опытах с хребтом «западный» дрейф антициклонических вихрей, как баротропных, так и бароклинных, существенно замедляется. После пересечения хребта значительно уменьшается орбитальная скорость вращения воды в вихрях и наблюдается тенденция к уменьшению глубины проникновения бароклинных вихрей, т. е. к уменьшению их потенциальной энергии и более быстрой диссипации.

Результаты эксперимента подтвердили натурные наблюдения, а также результаты численного моделирования в части заметного влияния невысокого

вдольсклонового подводного хребта, расположенного в западной части Черного моря, на распространение Севастопольского антициклонического вихря и его орбитальную скорость. Вместе с тем в опытах не наблюдалось «стационирования» вихрей перед хребтом: они хотя и замедляли свое перемещение вдоль изобат, но не останавливались и не «зависали» надолго в одном месте. Наиболее вероятной причиной этого является генерация опытах цепочки вихрей, а не отдельных вихрей. Динамика вихрей в цепочке отличается от динамики одиночного вихря, поскольку последующие вихри подталкивают предыдущие и способствуют их прохождению над хребтом и дальнейшему перемещению. Впоследствии планируется выполнить опыты с одиночным антициклоническим вихрем во вращающейся жидкости над наклонным дном с хребтом и без него. Возможно, эти опыты позволят получить более близкое соответствие результатов с данными натурных наблюдений и численного гидродинамического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kubryakov A. A., Stanichny S. V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 97. P. 80–91. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002
2. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: Laboratory modeling for the Black Sea / A. G. Zatsepin [et al.] // Oceanology. 2005. Vol. 45, Suppl. 1. P. S13–S26. EDN LJLSWD.
3. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
4. *Кубряков А. А., Станичный С. В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. EDN TGWBIX. https://doi.org/10.7868/S0030157415010104
5. Anticyclonic eddies over the northwestern continental slope in the Black Sea and transport of chlorophyll-rich waters into its abyssal basin / A. I. Ginzburg [et al.] // Mapping Sciences and Remote Sensing. 2001. Vol. 38, iss. 2. P. 130–143. https://doi.org/10.1080/07493878.2001.10642171
6. Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer / A. I. Ginzburg [et al.] // Satellites, Oceanography and Society / Ed. by D. Halpern. Amsterdam : Elsevier, 2000. Chapter 15. P. 273–287. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 63). https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80016-1
7. *Oguz T.* Role of physical processes controlling oxycline and suboxic layer structures in the Black Sea // Global Biogeochemical Cycles. 2002. Vol. 16, No. 2. 1019. https://doi.org/10.1029/2001GB001465
8. *Shapiro G. I., Stanichny S. V., Stanychna R. R.* Anatomy of shelf–deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114, iss. 4. P. 867–875. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.020
9. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A. A. Kubryakov [et al.] // Journal of Marine Systems. 2016. Vol. 163. P. 80-94. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006
10. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea / A. I. Ginzburg [et al.] // Journal of Marine Systems. 2002. Vol. 32, iss. 1–3. P. 91–106. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00035-0
11. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model / J. V. Staneva [et al.] / Journal of Marine Systems. 2001. Vol. 31, № 1–3. P. 137–157. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00050-1
12. *Kostianoy A. G., Zatsepin A. G.* Laboratory experiments with baroclinic vortices in a rotating fluid // Mesoscale/Synoptic Coherent structures in Geophysical Turbulence / Ed. By J. C. J. Nihoul, B. M. Jamart. Amsterdam : Elsevier, 1989. P. 691–700. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 50). https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70215-0

13. *Зацепин А. Г., Дидковский В. Л.* Об одном механизме формирования мезомасштабных вихревых структур в склоновой зоне океана // Доклады Академии наук. 1996. Т. 347, № 1. С. 109–112.

14. *Зацепин А. Г., Дидковский В. Л., Семенов А. В.* Автоколебательный механизм формирования периодической вихревой структуры от стационарного локального источника на наклонном дне во вращающейся жидкости // Океанология. 1998. Т. 38, № 1. С. 47–55.

15. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. Л. : Гидрометеоиздат, 1987. 509 с.

16. *Шапиро Г. И.* Структура мезомасштабной вихревой линзы в океанском термоклине // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 276, № 6. С. 1477–1479.

17. *Зацепин А. Г., Елкин Д. Н., Шварцман Д. Р.* Предварительные результаты лабораторных исследований эволюции нефронтальных вихрей в двуслойной вращающейся жидкости // Океанологические исследования. 2023. Т. 51, № 1. С. 5–35. EDN NOGTIM. https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(1).1

18. *Kubryakov A. A., Mizyuk A. I., Stanichny S. V.* Stationarity and separation of the Sevastopol eddies in the Black Sea: The role of eddy-topographic interaction and submesoscale dynamics // Journal of Marine Systems. 2023. Vol. 241. 103911. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2023.103911

Об авторах:

Елкин Дмитрий Николаевич, научный сотрудник, ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН (Россия, 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 7221-0720**, **ORCID ID: 0000-0002-9232-9852**, dmelkin@mail.ru

Зацепин Андрей Георгиевич, заведующий лабораторией экспериментальной физики океана, ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН (Россия, 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 1707-3104**, **ORCID ID: 0000-0002-5527-5234**, zatsepin@ocean.ru

Научная статья

УДК 551.46.09
EDN: GYAIRZ

Применение спутниковых радиолокационных измерений *Sentinel*-1*A*/*B* для оценки дрейфа морского льда в прикромочной зоне Арктики

Е. В. Плотников [1, ✉], И. Е. Козлов [1], Е. В. Жук [1], А. В. Марченко [2]

[1] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*
[2] *Свальбардский международный университет, Лонгйир, Норвегия*
✉ *ev.plotnikov@ya.ru*

Поступила в редакцию 06.09.2023; одобрена после рецензирования 29.12.2023;
принята к публикации 18.01.2024.

Аннотация
Цель. Целью работы является построение автоматизированной системы расчета полей скорости дрейфа морского льда по данным радиолокационных (РЛ) измерений спутников *Sentinel*-1*A/B* на основе метода нормализованной максимальной кросс-корреляции. Изложены условия и результаты численного эксперимента, направленного на оценку эффективности указанной методики для 63 пар изображений района пролива Фрама в летне-осенние периоды 2017 и 2018 гг. Подробно описан алгоритм проведения расчетов, приведены качественные и количественные характеристики результатов. Изложены соображения об эффективности указанного подхода для регулярного мониторинга ледяного дрейфа.
Методы и результаты. Для расчетов использовался метод максимальной кросс-корреляции (МКК), основанный на автоматизированном поиске фотографически сходных фрагментов на парах изображений, для которых известен временной интервал съемки. При этом в качестве метрики близости использовался коэффициент корреляции Пирсона. В результате построены 63 поля скорости дрейфа морского льда в районе пролива Фрама, каждое из которых имеет пространственный масштаб порядка нескольких сотен тысяч квадратных километров. Предложен метод фильтрации ложных корреляций.
Выводы. Используемый в работе подход позволяет в автоматическом режиме восстанавливать динамику дрейфа морского льда по спутниковым снимкам с высоким пространственным разрешением (40 м). Восстановленные поля скорости охватывают значительные по площади фрагменты поверхности океана. Предложенный метод фильтрации ложных корреляций позволяет эффективно выделять фрагменты результатов расчетов с искажениями, обусловленными ограничениями алгоритма МКК.

Ключевые слова: динамика дрейфа морского льда, морской лед, оптический поток, метод максимальной кросс-корреляции, РЛ-снимки *Sentinel*-1*A/B*, пролив Фрама, Арктика

Благодарности: Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21–17–00278 (анализ, валидация и создание веб-сервиса для хранения полей дрейфа льда), а также в рамках темы государственного задания FNNN-2024-0017 (создание методики расчета полей скорости дрейфа льда по спутниковым радиолокационным данным).

Для цитирования: Применение спутниковых радиолокационных измерений *Sentinel*-1*A*/*B* для оценки дрейфа морского льда в прикромочной зоне Арктики / Е. В. Плотников [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 312–324. EDN GYAIRZ.

Original article

Evaluation of Sea Ice Drift in the Arctic Marginal Ice Zone based on *Sentinel*-1*A*/*B* Satellite Radar Measurements

E. V. Plotnikov [1], ✉, I. E. Kozlov [1], E. V. Zhuk [1], A. V. Marchenko [2]

[1] *Marine Hydrophysical Institute*, *Russian Academy of Sciences*, *Sevastopol*, *Russia*
[2] *University Centre in Svalbard, Longyearbyen*, *Norway*
✉ *ev.plotnikov@ya.ru*

Abstract
Purpose. The object of the work is to construct an automated system for calculating sea ice drift velocity fields using *Sentinel*-1*A*/*B* radar measurements based on the normalized maximum cross-correlation approach. The conditions and results of a numerical experiment aimed at evaluating the effectiveness of this technique for 63 pairs of radar images of the Fram Strait region for the summer-autumn periods in 2017 and 2018 are presented. Both the calculation algorithm and the qualitative and quantitative characteristics of the results are described in details. The effectiveness of the approach being applied to regular monitoring of ice drift is considered.
Methods and Results. The maximum cross-correlation (MCC) method was used for calculations. It is based on an automated finding of photographically similar fragments in the pairs of images, for which the sensing time interval is known. The Pearson correlation coefficient was applied as a proximity metric. As a result, 63 sea ice drift velocity fields were constructed for the Fram Strait region, each of which has a spatial scale of approximately several hundred thousand square kilometers. The method for filtering false correlations is proposed.
Conclusions. The approach applied in the study makes it possible to obtain automatically the sea ice drift velocity fields from the satellite data with high spatial resolution (40 m). The reconstructed velocity fields cover significant areas of the ocean surface. The method proposed for filtering false correlations permits to extract effectively the fragments with distortions resulting from the MCC algorithm limitations, from the calculation results.

Keywords: sea ice drift dynamics, sea ice, optical flow, maximum cross-correlation approach, *Sentinel*-1*A*/*B* images, Fram Strait, Arctic Ocean

Acknowledgements: The study was carried out with financial support of the Russian Science Foundation grant No. 21–17–00278 (analysis, validation and development of a web-service to store sea ice drift fields) and within the framework of the theme of state assignment FNNN-2024-0017 (development of the method for calculating sea ice drift velocity based on satellite radar data).

For citation: Plotnikov, E.V., Kozlov, I.E., Zhuk, E.V. and Marchenko, A.V., 2024. Evaluation of Sea Ice Drift in the Arctic Marginal Ice Zone Based on *Sentinel*-1*A*/*B* Satellite Radar Measurements. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 284-294.

Введение

Мониторинг дрейфа морского льда является важной составляющей исследований геофизических процессов в Арктике. Получаемые при этом данные можно использовать при решении широкого круга теоретических и практических задач. На сегодняшний день одним из наиболее перспективных подходов для решения этой задачи является анализ спутниковых снимков в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Последовательности спутниковых изображений, относящиеся к одному и тому же фрагменту морской поверхности и узкому временному интервалу, могут быть использованы для восстановления динамики морской поверхности, в частности, скорости и направления дрейфа морского льда. При этом для решения описанной задачи часто

применяются методы расчета оптического потока. По данному подходу существует обширная литература, в которой описаны как сами алгоритмы, так и особенности их использования на практике в зависимости от специфики исходных данных [1, 2] [1–7]. В силу объема имеющихся на сегодняшний день архивов спутниковых снимков актуальной является проблема автоматизации расчетов. Успешное решение этой задачи открывает возможность получения регулярных и продолжительных наблюдений за динамикой дрейфа морского льда.

Данное направление получило широкое развитие в последнее десятилетие, результаты исследований изложены, напр., в работах [8–12]. При этом используются различные алгоритмы трекинга применительно к данным *MODIS*, *Sentinel*-1, *Sentinel*-2, *Landsat*-8 и ряду других преимущественно в оптическом диапазоне. Важными факторами являются разрешение исходных снимков, возможность эффективной оптимизации вычислений с целью обработки больших массивов данных, автоматизация расчетов. В настоящей работе описан автоматизированный подход, позволяющий оценивать динамику морского льда по радиолокационным (РЛ) изображениям, покрывающим площадь порядка нескольких сотен тысяч квадратных километров, с разрешением 40 м. По информации авторов, практические результаты по использованию автоматической системы обработки данных с такими параметрами публикуются впервые.

После запуска спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) *Sentinel*-1*A*/*B* появилась возможность получать пары РЛ-изображений (РЛИ) арктического региона с небольшой временной задержкой, что открыло возможность оценивать кинематические характеристики различных мезо- и субмезомасштабных процессов верхнего слоя арктических морей [13–17]. В приложении к оценке полей скорости дрейфа льда авторами работы [14] была показана возможность эффективно рассчитывать такие поля в областях интенсивной вихревой динамики в прикромочной ледовой зоне (ПЛЗ) с пространственным разрешением O(100 м) на основе метода максимальной кросскорреляции. Дальнейшее развитие это направление получило в работах [18, 19], где авторы применили методы машинного обучения для идентификации вихрей ПЛЗ в данных спутниковых РСА.

Целью настоящей работы является описание общей методики и демонстрация эффективности расчетной схемы автоматической обработки спутниковых данных *Sentinel*–1*A*/*B* с целью восстановления полей дрейфа морского льда в ПЛЗ. Предложенная методика была применена к трехмесячному массиву данных, относящихся к району пролива Фрама. Использованный подход позволил в автоматическом режиме обработать статистически значимый объем данных и получить качественные результаты, которые подтверждают эффективность используемого подхода для оперативного мониторинга динамики дрейфа ледяных полей в прикромочной зоне Арктики.

---

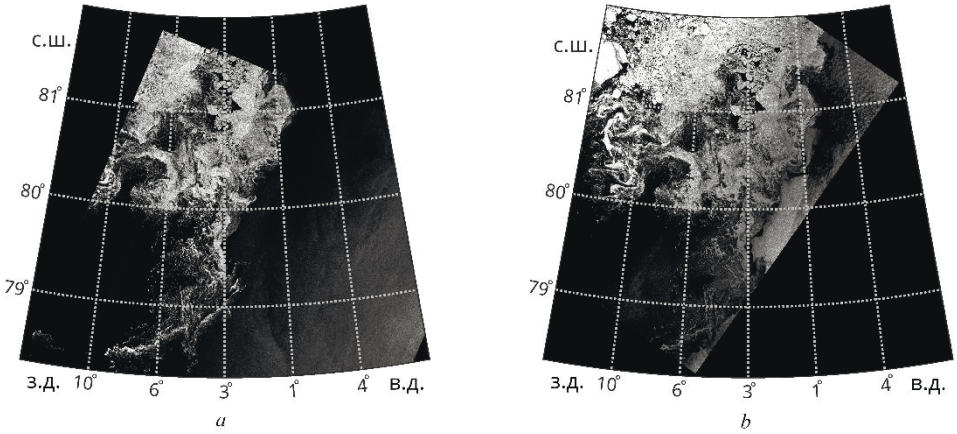
[1] *Barron J. L.*, *Thacker N. A.* Tutorial: Computing 2D and 3D Optical Flow. Manchester, 2005. 12 p. (Tina Memo No. 2004-012).

[2] *Stark M.* Optical Flow PIV: Improving the Accuracy and Applicability of Particle Image Velocimetry : Master Thesis. Zürich : ETH, Department of Mechanical and Process Engineering (D-MAVT), 2013. 57 p. https://doi.org/10.3929/ethz-a-009767070

Данные и методы

В качестве исходных данных использованы РЛИ *Sentinel*–1*A/B*, полученные для района пролива Фрама в 2017 и 2018 гг. В частности, использовались продукты *L*1 *Ground Range Detected* с размером пикселя 40 × 40 м и пространственным разрешением 93 × 87 м в режиме сьемки *Extra Wide Swath* (сверхширокозахватный). Спутниковые РЛИ были получены с сайта https://scihub.copernicus.eu из архивов системы Европейского центра морских прогнозов *Copernicus Open Access Hub*.

Всего было отобрано 63 пары изображений, полученных в сентябре 2017 г., а также в июле и сентябре 2018 г. Для каждой пары РЛИ временной диапазон между последовательными измерениями составил от 48 до 52 мин. Радиолокационные изображения выбирались исходя из соображений информативности, определяемой выраженностью поверхностных структур в поле дрейфующего льда. Данные интерполировались на регулярную сетку с разрешением 40 × 40 м, после чего выделялись пересечения сканируемых областей на каждом РЛИ. Дополнительно изображения сглаживались при помощи медианного фильтра со скользящим окном размером 20 × 20 пикселей. На рис. 1 показана пара РЛИ *Sentinel*-1*A*/*B* за 26 июля 2018 г., полученных таким образом.



Р и с. 1. Пара РЛ-изображений *Sentinel*-1*A* (*a*) и *Sentinel*-1*B* (*b*) за 15 сентября 2018 г. с наличием дрейфующего льда в прикромочной ледовой зоне пролива Фрама

F i g. 1. A pair of *Sentinel*-1*A* (*a*) and *Sentinel*-1*B* (*b*) radar images for September 15, 2018 with the drifting ice present in the marginal ice zone of Fram Strait

Основным алгоритмом, использовавшимся при обработке данных, является алгоритм нормализированной максимальной кросс-корреляции (МКК) [1] [1, 3, 5–7]. Суть метода заключается в нахождении максимально коррелирующих фрагментов на анализируемых изображениях, смещение которых друг от друга не превышает теоретически возможного. Для каждого пикселя на обоих снимках выделяются окрестности, для которых строится нормализированная кросс-корреляционная функция. Отклонение положения максимума этой функции от центральной точки принимается за искомый сдвиг, т. е. смещение фрагмента текстуры от снимка к снимку. Формально подход можно описать

следующим образом: обозначим матрицы изображений как I_1 и I_2. Рассмотрим некоторый пиксель с индексами i и j. Пусть окрестность имеет квадратную форму и размер $N \times N$, где N – нечетно;

$$k = \left\{ i - (N-1)/\frac{2}{i} + (N-1)/2, \quad l = \left\{ j - (N-1)/\frac{2}{j} + (N-1)/2 \right\} \right\},$$

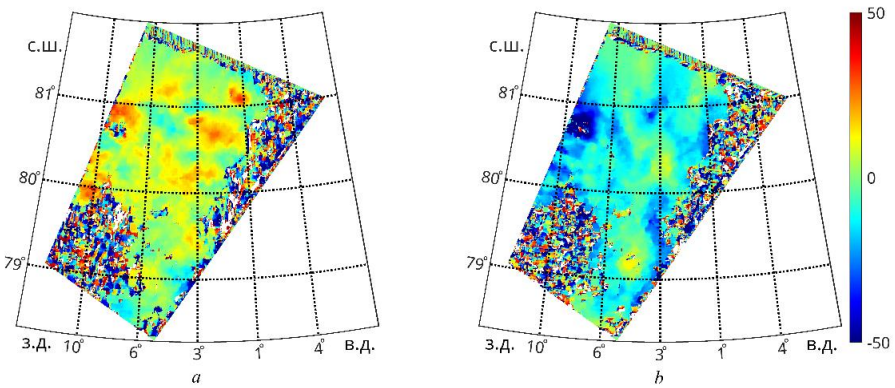
$$M_1 = \frac{1}{N^2} \sum_{k,1} I_1(k,l) \quad \text{и} \quad M_2(u,v) = \frac{1}{N^2} \sum_{k,1} I_2(k+u, l+v).$$

Тогда нормализированная кросс-корреляционная функция будет иметь вид

$$F(u,v,i,j) = \frac{\sum_{i,k} \left(I_1(k,l) - M_1 \right) \left(I_2(k+u, l+v) - M_2(u,v) \right)}{\sqrt{\left(\sum_{l,k} \left(I_1(k,l) - M_1 \right)^2 \right) \left(\sum_{l,k} \left(I_2(k+u, l+v) - M_2 \right)^2 \right)}}.$$

Здесь $-u_{\max} \le u \le u_{\max}$, $-v_{\max} \le v \le v_{\max}$, где $u_{\max}$ и $v_{\max}$ – заданные максимальные возможные сдвиги по обеим координатам. Искомые значения u_0 и v_0 для пикселя с индексами i и j таковы, что $F\left((u_0, v_0, i, j) = \max\left(F(u,v,i,j) \right) \right)$, где u и v принимают значения из указанного выше промежутка. Найдя описанные величины для всех $(N-1)/2 < i < S_1 - (N-1)/2 + 1$ и $(N-1)/2 < j < -(N-1)/2 + 1$, где (S_1, S_2) – размер изображений, получим матрицы U и V размером $(S_1 - N - u_{\max} + l, S_2 - N - v_{\max} + l)$.

На рис. 2 продемонстрированы обе компоненты $(u_0$ и $v_0)$ векторного поля, построенного таким образом с параметрами $N = 80$ $u_{\max} = v_{\max} = 50$ по данным, показанным на рис. 1.



Р и с. 2. Пиксельные сдвиги, соответствующие компонентам полей скорости u_0 (*a*), v_0 (*b*) и полученные 26 июля 2018 г. на основе алгоритма МКК с использованием РЛ-изображений *Sentinel*-1*A*/*B*

F i g. 2. Pixel shifts corresponding to the velocity field components u_0 (*a*) and v_0 (*b*), and obtained using the MCC algorithm for the *Sentinel*-1*A*/*B* radar images for July 26, 2018

Здесь обращает на себя внимание соответствие фрагментов, содержащих полезные данные, фрагментам, где явно просматривается наличие ледяных скоплений на исходных изображениях. Остальная часть сцены либо не информативна, либо содержит шум, являющийся проявлением эффекта, который называют «ложными корреляциями». Основным общепринятым подходом для фильтрации соответствующих фрагментов является ограничение снизу на минимальное значение кросс-корреляционной функции и отсечение пикселей, не удовлетворяющих данному условию. Кроме этого, очевидно, эффективным подходом здесь мог бы стать морфологический анализ полученного поля. Однако авторы решили пойти другим путем, приняв во внимание то, что оператор $(I_1, I_2) \to (U, V)$ не является симметричным.

Рассмотрим некоторый пиксель с индексами (i, j). Обозначим индексы его окрестности как $k = \left\{ i - (N-1)/\frac{2}{i} + (N-1)/2 \right\}$, $l = \left\{ j - (N-1)/\frac{2}{j} + (N-1)/2 \right\}$. Пусть (u_0, v_0) – рассчитанный сдвиг и для любых смещений фрагмент $I_1(k,l)$ максимально коррелирует с фрагментом $I_2(k+u_0, l+v_0)$. Тогда корреляция $I_1(k-u_0, l+v_0)$ и $I_2(k,l)$ также должна быть высокой. Следовательно, если провести описанный расчет, взяв I_2 в качестве первого изображения, а I_1 – в качестве второго, результаты должны быть близкими при изменении знаков у обеих компонент. Назовем такой расчет обратным. Для оценки близости можно использовать косинус угла между векторами двух таких полей. На рис. 3, *a* показаны значения этой величины. Здесь явно просматривается соответствие фрагментов с высокими значениями косинуса фрагментам с информативными данными, что подтверждает эффективность описанного подхода. Установив оптимальное пороговое значение, можно выделить маску, для которой рассчитанные поля скорости являются релевантными. Для расчетов использовался порог, равный 0,92. Кроме этого, для удаления остаточных шумов можно применить градиентный фильтр, выделяющий области высокой пространственной неоднородности. Для каждого пикселя выберем максимальное значение вариации компонент u и v по окрестности размером 3 × 3 пикселя (рис. 3, *b*). Все фрагменты с превышением порогового значения 2,51 отсекаются.

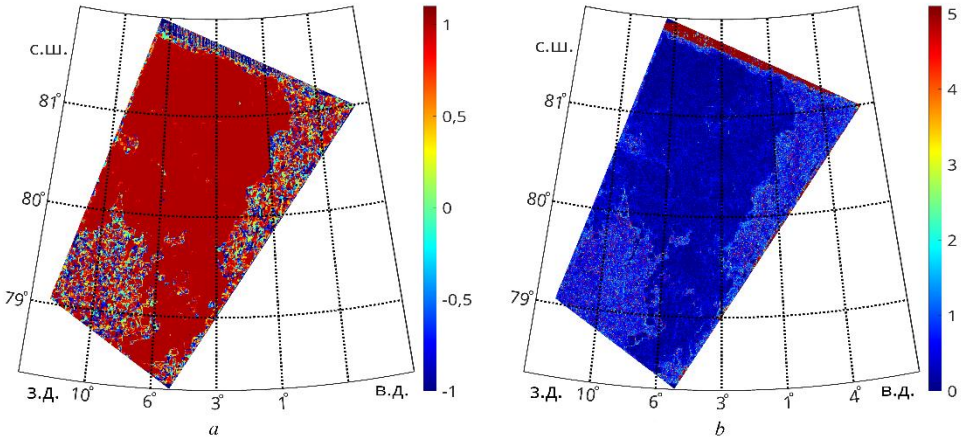
После осуществления описанной процедуры фильтрации в получаемой маске остается ряд небольших по площади отдельных фрагментов, информативность которых представляется сомнительной. Для их удаления маска разбивается на связные компоненты, для каждой из которых рассчитывается число содержимых пикселей. Если это число меньше заданного порога, компонента вырезается. В качестве оценочного значения выбрано отношение площади компоненты к площади всей сцены, в качестве порога – значение 0,25%.

Суммируя все вышеизложенное, можно кратко описать алгоритм обработки пары РЛ-изображений в виде следующих шагов:

– распаковка и репроекция исходных данных на регулярную сетку;

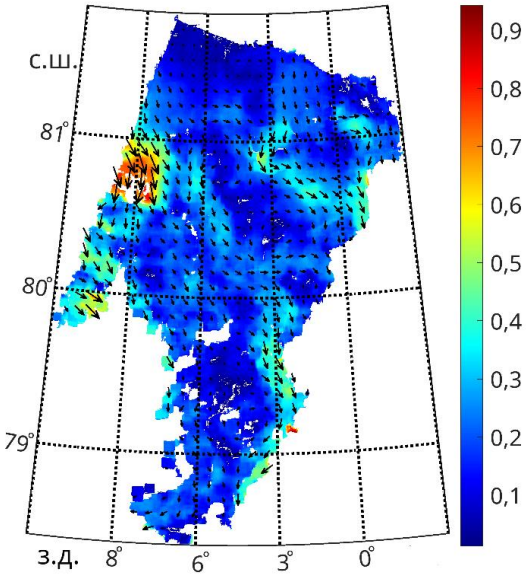
– прямой и обратный расчеты по методике нормализированной максимальной кросс-корреляции;

– фильтрация нерелевантных фрагментов;
– сжатие сцены с учетом границ полученной на предыдущем шаге маски;
– удаление мелких отдельных компонент маски;
– преобразование сдвигов в поле скорости (м/с).



Р и с. 3. Пространственное распределение косинуса угла между векторами рассчитанных сдвигов, полученных при прямом и обратном расчетах (*a*); оценка однородности компонент сдвигов по окну размером 3 × 3 пикселя (*b*)

F i g. 3. Spatial distribution of the cosine of angle between the vectors of calculated shifts resulted from direct and inverse calculations (*a*); assessment of the homogeneity of shift components over the 3 × 3 pixel window (*b*)



Р и с. 4. Конечный результат расчета поля скорости (м/с) дрейфа льда в проливе Фрама за 26 июля 2018 г.

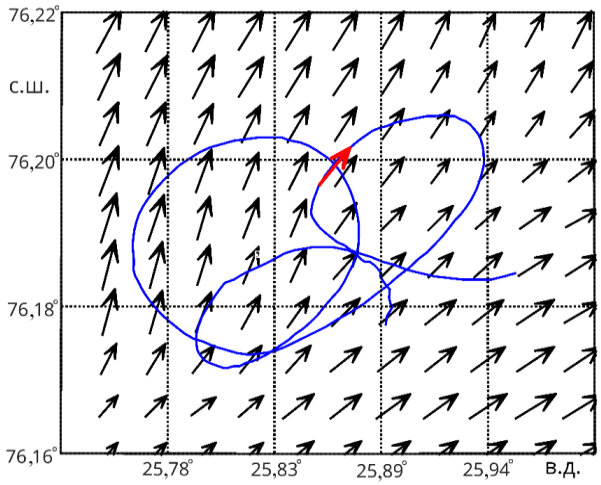
F i g. 4. Final result of calculation of the ice drift velocity (m/s) field in Fram Strait for July 26, 2018

Результат всего процесса обработки данных показан на рис. 4. Видно, что диапазон наблюдаемых значений скорости дрейфа льда составляет 0,1–0,8 м/с, среднее значение скорости ~ 0,2–0,3 м/с, доминирующее направление дрейфа льда – южное, юго-восточное. Максимальные значения скорости дрейфа наблюдаются в северо-западном секторе, а также на юго-восточной периферии показанной области.

Результаты

По итогам расчетов получено 63 векторных поля скорости дрейфа льда, описывающих горизонтальное перемещение скоплений морского льда в ПЛЗ пролива Фрама. Для пары изображений размером 10000 × 10000 пикселей время работы использованной реализации алгоритма МКК с размером скользящего окна 80 × 80 и максимальными сдвигами $u_{\max} = 50, v_{\max} = 50$ при расчете в два потока на машине с процессором *Intel i*5 12500*H* под управлением операционной системы *Debian GNU/Linux* 12 составляет около двух часов.

Объективная оценка эффективности описанного метода является затруднительной в силу отсутствия эталонных данных о поверхностной морской динамике. Наиболее перспективным подходом здесь представляется сопоставление восстановленных по спутниковым данным полей скорости с натурными данными о направлении и скорости дрейфа льда, полученными на основе установленных на льдинах стационарных геолокационных датчиков (*GPS*-трекеров). На рис. 5 показана траектория дрейфа такого датчика на фоне рассчитанного по спутниковым данным поля скорости.



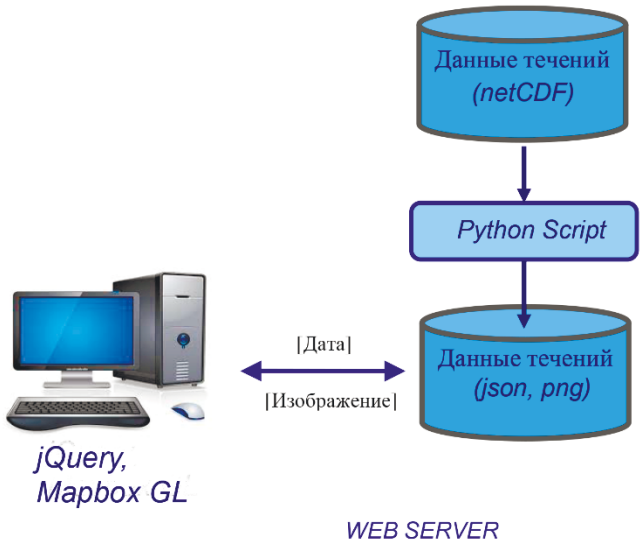
Р и с. 5. Сопоставление векторов скорости дрейфа льда по спутниковым изображениям с натурными измерениями, полученными по данным установленных на лед *GPS*-трекеров. Синей кривой показана траектория движения льдин по натурным данным. Красной стрелкой выделен фрагмент натурных измерений, совпадающий по времени со спутниковой съемкой. Моменты съемки *Sentinel*-1: 26.04.2019 в 05:02 и в 05:51. Траектория датчика – с 26.04.2019 (00:10) по 27.04.2019 (11:30)

F i g. 5. Comparison of the ice drift velocity vectors derived from satellite data with the field measurements obtained from the data of *GPS* trackers installed on ice. Blue curve shows the trajectory of ice floes based on the field data. Red arrow highlights a fragment of field measurements coinciding in time with satellite imagery. Time of *Sentinel*-1 acquisitions: at 05:02 UTC and at 5:51 UTC on 26.04.2019. *GPS* tracker is traced from 26.04.2019 (00:10) to 27.04.2019 (11:30)

К сожалению, авторы не обладают статистически значимым массивом натурных данных для проведения более детального сопоставления. Тем не менее из рис. 5 видно, что измерения по двум независимым источникам хорошо совпадают по направлению и по абсолютному значению. Кроме этого, определенное представление о релевантности подхода можно получить на основе экспертной оценки структуры восстанавливаемых полей и соответствия видимых смещений контрастных структур в текстурах изображений рассчитанным сдвигам. С этой точки зрения результаты расчетов демонстрируют высокое качество. Фрагменты с ярко выделяющимися рассогласованностями эффективно отсекаются с помощью процедуры автоматической фильтрации, при этом количество выброшенных пикселей пренебрежимо мало по сравнению с их общим числом в зонах с хорошо выраженными контрастами. Существенной избыточности или недостаточности этого алгоритма замечено не было. Мезомасштабные и субмезомасштабные динамические структуры (такие как отдельные вихри, вихревые диполи или ледовые филаменты), различимые на снимках, хорошо просматриваются также и в получаемых полях скорости.

Визуализация спутниковых продуктов с полями дрейфа льда

На следующем этапе продукты с восстановленными по квазисихронным спутниковым данным полями скорости дрейфа морского льда размещаются на веб-странице лаборатории морских полярных исследований (ЛМПИ) Морского гидрофизического института РАН по адресу http://polar-space.ru/arctic_currents. Для этого рассчитанные поля сначала интерполируются на сетку с шагом 40 м и записываются в виде *netCDF*-файлов. Для размещения в сети Интернет была разработана система визуализации данных на базе клиент-серверной архитектуры. На рис. 6 показана общая структура системы визуализации данного спутникового продукта.

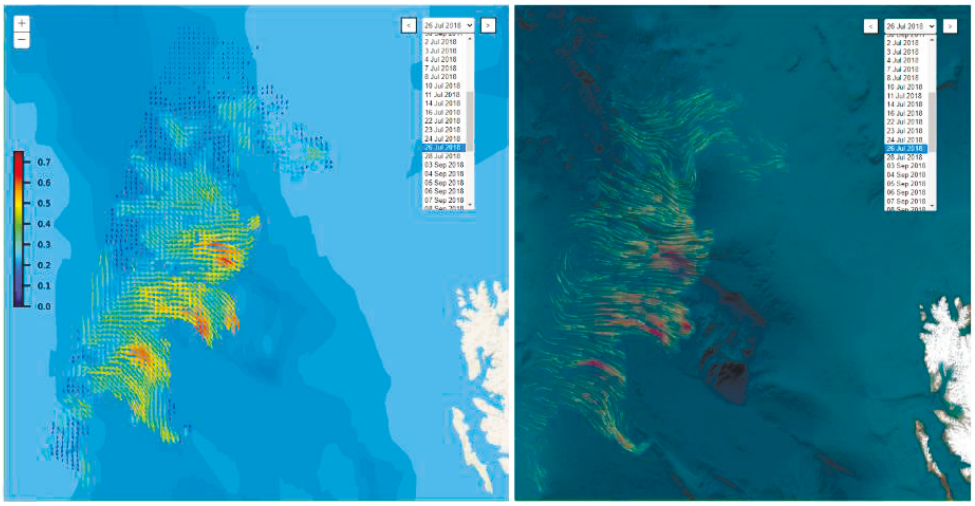


Р и с. 6. Общая структура системы визуализации продуктов с полями дрейфа льда, представленная на сайте http://polar-space.ru/arctic_currents

F i g. 6. General structure of the system for visualizing the products with ice drift fields represented on the site http://polar-space.ru/arctic_currents

В рамках этой системы данные с полями дрейфа льда в формате *netCDF* хранятся в виде файлового архива на сервере. Для отображения скоростей дрейфа льда на географической карте был разработан специальный программный модуль на языке *Python*, преобразующий исходные данные в изображения с единой шкалой скорости для всех файлов. Название каждого файла рисунка содержит дату, что позволяет установить однозначное соответствие между запросом пользователя и отображаемым полем дрейфа льда.

Пользовательский интерфейс (ПИ) для выбора и отображения интересующего продукта был разработан с использованием *javascript* библиотек *jQuery*. Функции картографического сервиса реализованы с помощью библиотеки *mapBox GL*; ПИ позволяет выбирать поле дрейфа льда за интересующую дату, пролистывая массив дат или выбирая нужную дату из списка. На рис. 7 показан пример ПИ на сайте http://polar-space.ru/arctic_currents за выбранную дату 26 июля 2018 г.



Р и с. 7. Пользовательский интерфейс системы визуализации продуктов с полями дрейфа льда в прикромочной ледовой зоне пролива Фрама за 26 июля 2018 г. Слева – пример статического отображения полей дрейфа льда, справа – динамическое поле с использованием библиотеки *Wind-JS*

F i g. 7. User interface of the system for visualizing the products with ice drift fields in the marginal ice zone of Fram Strait for July 26, 2018. On the left is an example of a static display of ice drift fields, on the right – a dynamic field using the *Wind-JS* library

В рамках разработанного ПИ существует выбор отображения данных с полями дрейфа льда в виде не только статической картинки (рис. 7, слева), но и динамического поля (рис. 7, справа). Для реализации этой задачи используется библиотека *Wind-JS* с сайта https://github.com/Esri/wind-js, которая была адаптирована для отображения векторов дрейфа льда. Входными данными являются файлы в формате *json*, содержащие значения зональной и меридиональной компонент дрейфа льда. Для генерации этих файлов в автоматическом режиме был разработан специальный программный модуль на языке *Python*.

К настоящему времени на веб-сайте ЛМПИ МГИ размещены все обработанные за 2017 и 2018 гг. данные. Кроме того, существующий интерфейс дополнен возможностью скачивания интересующих полей дрейфа льда в формате *netCDF*.

Заключение

В работе дано описание общей методологии обработки квазисихронных измерений спутниковых РСА *Sentinel*-1 *A*/*B*, работавших в тандеме в течение 5 лет с 2016 по 2021 гг. с целью получения регулярных по времени полей скорости дрейфа льда в арктической прикромочной зоне. Временное разрешение получаемых продуктов с полями скорости дрейфа льда составляет, как правило, одни сутки в европейском секторе Арктики, и от 1 до 5 сут в других арктических районах.

Ограниченная по набору исходных данных валидация получаемых полей скорости с натурными измерениями показала хорошее соответствие между ними. Тем не менее работа в этом направлении будет продолжена для определения объективных статистик качества рассчитываемых полей скорости дрейфа льда.

На фоне существующих продуктов по дрейфу льда в Арктике представленный подход и восстанавливаемые поля скорости отличаются значительно более высоким пространственным разрешением (40 м), относительной простотой используемых методов и нетребовательностью к вычислительным ресурсам.

Полученные продукты с полями скорости дрейфа льда в прикромочной зоне Арктики доступны на сайте http://polar-space.ru/arctic_currents и могут быть использованы специалистами для решения ряда практических задач, в том числе для оценки динамики и эволюции ПЛЗ и протекающих в ней процессов, а также для сравнения с иными спутниковыми продуктами и валидации моделей общей циркуляции океана более низкого разрешения.

Спутниковые данные *Sentinel*-1*A*/*B* были получены из архивов системы Европейского центра морских прогнозов *Copernicus Open Access Hub* с сайта URL: https://scihub.copernicus.eu.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексанин А. И.*, *Алексанина М. Г.*, *Карнацкий А. Ю.* Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 2. С. 131–142. EDN QZNBRH.
2. *Beauchemin S. S.*, *Barron J. L.* The computation of optical flow // ACM Computing Surveys. 1995. Vol. 27, iss. 3. P. 433–466. https://doi.org/10.1145/212094.212141
3. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images / W. J. Emery [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. Vol. 91, iss. C11. P. 12865–12878. https://doi.org/10.1029/JC091iC11p12865
4. *Fortun D.*, *Bouthemy P.*, *Kervrann C.* Optical flow modeling and computation: A survey // Computer Vision and Image Understanding. 2015. Vol. 134. P. 1–21. https://doi.org/10.1016/j.cviu.2015.02.008

5. *Luo J.*, *Konofagou E. E.* A fast normalized cross-correlation calculation method for motion estimation // IEEE Transactions on Ultrasonics, Ferroelectrics, and Frequency Control. 2010. Vol. 57, iss. 6. P. 1347–1357. https://doi.org/10.1109/TUFFC.2010.1554

6. *Lawrence P.* The derivation of sea surface velocities from satellite imagery using maximum cross correlation (MCC) // The Plymouth Student Scientist. 2016. Vol. 9, iss. 1. P. 145–161.

7. Learning Optical Flow / D. Sun [et al.] // Computer Vision – ECCV 2008. ECCV 2008. Lecture Notes in Computer Science / Eds. D. Forsyth, P. Torr, A. Zisserman. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2008. P. 83–97. (Lecture Notes in Computer Science ; vol. 5304). https://doi.org/10.1007/978-3-540-88690-7_7

8. Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoy motions / R. Kwok [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1998. Vol. 103, iss. C4. P. 8191–8214. https://doi.org/10.1029/97JC03334

9. *Samardzija I.* Two Applications of a Cross-Correlation Based Ice Drift Tracking Algorithm; Ship-Based Marine Radar Images and Camera Images from a Fixed Structure // Proceedings of the 24th IAHR International Symposium on Ice (Vladivostok 2018) / Eds. T. Uvarova, G. Arbatskaia. Vladivostok : IAHR, 2018. P. 141–151.

10. *Lopez-Acosta R.*, *Schodlok M. P.*, *Wilhelmus M. M.* Ice Floe Tracker: An algorithm to automatically retrieve Lagrangian trajectories via feature matching from moderate-resolution visual imagery // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 234. 111406. https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111406

11. *Wang M.*, *König M.*, *Oppelt N.* Partial Shape Recognition for Sea Ice Motion Retrieval in the Marginal Ice Zone from Sentinel-1 and Sentinel-2 // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 21. 4473. https://doi.org/10.3390/rs13214473

12. *Howell S. E. L.*, *Brady M.*, *Komarov A. S.* Generating large-scale sea ice motion from Sentinel-1 and the RADARSAT Constellation Mission using the Environment and Climate Change Canada automated sea ice tracking system // The Cryosphere. 2022. Vol. 16, iss. 3. P. 1125–1139. https://doi.org/10.5194/tc-16-1125-2022

13. *Козлов И. Е.*, *Михайличенко Т. В.* Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 5. С. 181–192. EDN WZMNHK. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192

14. *Kozlov I. E.*, *Plotnikov E. V.*, *Manucharyan G. E.* Brief Communication: Mesoscale and submesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations // The Cryosphere. 2020. Vol. 14, iss. 9. P. 2941–2947. https://doi.org/10.5194/tc-14-2941-2020

15. *Kozlov I. E.*, *Atadzhanova O. A.* Eddies in the Marginal Ice Zone of Fram Strait and Svalbard from Spaceborne SAR Observations in Winter // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, iss. 1. 134. https://doi.org/10.3390/rs14010134

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

17. High-amplitude internal waves southeast of Spitsbergen / A. V. Marchenko [et al.] // Continental Shelf Research. 2021. Vol. 227. 104523. https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104523

18. *Khachatrian E.*, *Sandalyuk N. V.* On the Exploitation of Multimodal Remote Sensing Data Combination for Mesoscale/Submesoscale Eddy Detection in the Marginal Ice Zone // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2022. Vol. 19. 3513805. https://doi.org/10.1109/LGRS.2022.3215202

19. *Khachatrian E.*, *Sandalyuk N.*, *Lozou P.* Eddy Detection in the Marginal Ice Zone with Sentinel-1 Data Using YOLOv5 // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, iss. 9. 2244. https://doi.org/10.3390/rs15092244

Об авторах:

Плотников Евгений Владимирович, младший научный сотрудник, лаборатория морских полярных исследований, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-4365-9369**, **Scopus Author ID: 57190382092**, **SciProfiles: 2325823**, **SPIN-код: 6601-1958**, ev.plotnikov@ya.ru

Козлов Игорь Евгеньевич, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией морских полярных исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6378-8956**, **ResearcherID: G-1103-2014**, **Scopus Author ID: 49963767500**, **SPIN-код: 3267-6693**, ik@mhi-ras.ru

Жук Елена Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-4263-7734**, **Scopus Author ID: 57191412660**, **SPIN-код: 3814-6300**, alenixx@gmail.com

Марченко Алексей Валерьевич, доктор физико-математических наук, профессор, департамент арктических технологий, Свальбардский международный университет (P.O. Box 156 N-9171, Лонгйир, Норвегия), **ORCID ID: 0000-0003-4169-0063**, **Scopus Author ID: 7101880290, ResearcherID: GSD-3516-2022**, **SPIN-код: 9213-8763**, aleksey.marchenko@unis.no

Научная статья

УДК 551.46
EDN: ESLTYQ

Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года

В. А. Дулов, М. В. Юровская ✉, В. В. Фомин, М. В. Шокуров, Ю. Ю. Юровский, В. С. Барабанов, А. В. Гармашов

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

Поступила в редакцию 27.03.2024; одобрена после рецензирования 02.04.2024;
принята к публикации 11.04. 2024.

Аннотация
Цель. Цель работы – представить углубленное описание экстремального шторма на Черном море в ноябре 2023 г. в терминах характеристик полей ветра и волн на основе модельных расчетов, спутниковых данных и натурных измерений.
Методы и результаты. Расчет атмосферных полей был выполнен с помощью модели *WRF*, расчет волновых полей – с помощью модели *SWAN*. Представлено подробное описание поля ветра и волновых полей, их развитие при шторме. Исследовано явление затенения волн Крымским п-овом. С использованием доступных данных на период шторма результаты расчетов сопоставлены с данными спутниковых альтиметров, волнового скаттерометра *CFOSAT SWIM* и радара с синтезированием апертуры. Представлены данные контактных измерений, проведенных в период шторма штатным оборудованием с океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН в прибрежной зоне Южного берега Крыма. Расчет характеристик волн вблизи океанографической платформы сделан методом вложенных сеток.
Выводы. Получено, что при шторме в ноябре 2023 г. в Черном море максимальные высоты волн и максимальные периоды волн превышали 9 м и 13 с соответственно. Показано, что результаты расчетов подтверждаются большим объемом спутниковых данных. Расчет характеристик волн вблизи океанографической платформы согласуется с контактными измерениями с платформы. Поскольку использованные конфигурации моделей позволили получить поля физических характеристик волн с высокой степенью достоверности, их можно применять для надежного прогноза экстремальных штормов в Черном море. Затенение волн Крымским п-овом привело к понижению в два и более раз высоты экстремальных волн в протяженной прибрежной акватории от южной оконечности полуострова до м. Чауда (35,8° в. д.).

Ключевые слова: природные катастрофы, экстремальный шторм, Черное море, ветровые волны, атмосферная модель *WRF*, волновая модель *SWAN*, морские натурные данные, спутниковые волновые альтиметры, волновой скаттерометр *CFOSAT SWIM*, океанографическая платформа

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0001, FNNN-2022-0002, FNNN-2024-0012, FNNN-2024-0014, FNNN-2024-0016, и гранта № 169-15-2023-002 от 01.03.2023 г. Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Авторы благодарят руководителя Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН Е. М. Лемешко за предоставление видеозаписи штормового волнения.

Для цитирования: Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года / В. А. Дулов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 325–347. EDN ESLTYQ.

Original article

Extreme Black Sea Storm in November, 2023

V. A. Dulov, M. V. Yurovskaya ✉, V. V. Fomin, M. V. Shokurov, Yu. Yu. Yurovsky, V. S. Barabanov, A. V. Garmashov

Marine Hydrophysical Institute, *Russian Academy of Sciences*, Sevastopol, Russia
✉ *mvkosnik@gmail.com*

Abstract
Purpose. The purpose of the study is to describe comprehensively the extreme storm in the Black Sea in November, 2023 in the terms of characteristics of the wind and wave fields, based on model calculations, satellite data and field measurements.
Methods and Results. The atmospheric fields are calculated using the *WRF* model, and the wave fields – by the *SWAN* model. The wind and wave fields, as well as their development during the storm are described in details. The phenomenon of wave shading by the Crimean Peninsula is studied. The data available for the storm period were involved in comparing the calculation results to the data of satellite altimeters, the *CFOSAT SWIM* wave scatterometer, and the synthetic aperture radars. The data of contact measurements carried out during the storm by the standard equipment installed at the oceanographic platform at the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon of Marine Hydrophysical Institute of RAS (the coastal zone of the southern coast of Crimea) are presented. The wave characteristics near the oceanographic platform were calculated using the nested grid method.
Conclusions. It is found that during the storm in the Black Sea in November 2023, the maximum wave heights and the maximum wave periods exceeded 9 m and 13 s, respectively. The calculation results are confirmed by a large amount of satellite data. The results of calculating the characteristics of waves near the oceanographic platform are consistent with the *in situ* measurements performed from the oceanographic platform. Since the applied configuration of models and their settings permitted to retrieve the fields of wave physical characteristics with a high degree of reliability, they can be used for an authentic forecast of extreme storms in the Black Sea. The shading of waves by the Crimean Peninsula has led to the two and more times decrease in the heights of extreme waves in the coastal waters from the southern tip of the peninsula to Cape Chauda (35.8 ºE).

Keywords: natural disasters, extreme storm, Black Sea, wind waves, *WRF* atmospheric model, *SWAN* wave model, marine *in situ* data, satellite wave altimeters, *CFOSAT SWIM* wave scatterometer, oceanographic platform

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of themes of state assignments of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0001, FNNN-2022-0002, FNNN-2024-0012, FNNN-2024-0014, FNNN-2024-0016, and grant No. 169-15-2023-002 of Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, dated 03.01.2023. The authors are thankful to E. M. Lemeshko, the head of the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon of Marine Hydrophysical Institute of RAS for providing the video records of storm waves.

For citation: Dulov, V.A., Yurovskaya, M.V., Fomin, V.V., Shokurov, M.V., Yurovsky, Yu.Yu., Barabanov, V.S. and Garmashov, A.V., 2024. Extreme Black Sea Storm in November, 2023, *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 295-316.

Введение

25–27 ноября 2023 г. на Черном море произошел шторм с экстремально сильными ветровыми волнами, повлекший существенные разрушения набережных, причалов и береговых сооружений. В частности, в Севастопольской бухте пострадало здание Института биологии южных морей РАН, что привело

к гибели ~ 500 редких морских животных, в районе Севастополя был разрушен ряд бетонных причалов, подтоплены пос Любимовка и окрестности Херсонесского маяка. Серьезные разрушения имели место на Южном берегу Крыма (ЮБК) и на Кавказском побережье Черного моря. Средства массовой информации назвали эту природную катастрофу «штормом века». Столь резонансное событие требует обсуждения с точки зрения океанологии и подробного описания в терминах полей физических величин.

Информация об эволюции полей характеристик волн в масштабе моря следует из волнового моделирования, опирающегося на данные о скорости ветра из атмосферных моделей. Современные спутниковые методы зондирования океана, как и данные контактных измерений, позволяют проверить результаты моделирования и подтвердить их достоверность. Тематическое исследование ноябрьского «шторма века» на Черном море, объединяющее моделирование катастрофического события и доступные данные измерений, имеет, по крайней мере, очевидное практическое значение.

Экстремальные черноморские штормы были описаны в ряде работ в рамках изучения ветро-волнового режима в Черном море с использованием данных волнографических измерений на метеопостах [1, 2], численного моделирования волновых полей [3–7], оценок энергетического потенциала волн в Черном море [8, 9]. Примеры модельных расчетов для конкретных экстремальных штормов приведены в работах [7, 10, 11]. Современный уровень исследований как ветро-волнового климата, так и экстремальных штормов предполагает объединенный анализ результатов численного моделирования, спутниковых и контактных измерений [12, 13]. Сравнение результатов моделирования волн в Черном море с контактными измерениями проводилось в работах [5, 14–16], с данными спутниковых альтиметров – в работах [16–18]. Для экстремальных штормов в перечисленных исследованиях максимальные величины высот значительных волн составляют 10–12 м. Выполненные сравнения модельных расчетов со спутниковыми и контактными данными охватывают обширные временные промежутки, в результате вклад экстремальных штормов в такого рода рассмотрения оказывается сравнительно невелик. Поэтому подтверждение адекватности моделирования именно событий экстремальных штормов остается актуальной задачей.

В настоящей работе представлено тематическое исследование черноморского катастрофического шторма 25–27 ноября 2023 г. Ниже подробно описано развитие шторма на основе моделирования с использованием атмосферной модели *WRF* и волновой модели *SWAN*. Внимание, уделенное здесь полю ветра, связано с критическим значением его особенностей для формирования поля волн. Подробное описание конфигураций моделей с перечнем использованных параметризаций физических процессов приведено, чтобы дать возможность воспроизвести обсуждаемые ниже результаты. Верификация расчетов выполнена на большом объеме данных доступных спутниковых измерений. Если альтиметрические оценки высот волн ранее неоднократно использовались в исследованиях волнения в Черном море, то данные радара *SWIM* со спутника *CFOSAT* для оценок направлений и длин волн в Черном море, по-видимому, использованы впервые. Работа представляет данные контактных

волновых измерений с океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института (МГИ) РАН, охватывающих период всего шторма. Цель работы – дать подробное описание эволюции волнового поля при данном шторме и провести по возможности наиболее полную верификацию полученных в расчетах результатов с помощью спутниковых и натурных данных.

Данные и модели

Региональная атмосферная модель *WRF*. Система оперативного атмосферного прогноза МГИ на основе модели *WRF* постоянно работает в ФГБУН ФИЦ МГИ с целью обеспечения данными (потоки тепла, влаги и импульса на морской поверхности) модели циркуляции Черного моря в Центре морских прогнозов МГИ, а также для других научных исследований в области взаимодействия атмосферы и моря в регионе. Так как для корректного воспроизведения в прогнозе таких мезомасштабных явлений, как, например, бризы, локальные ветры типа боры, локальные вихри, требуется пространственное разрешение 5–10 км, а общедоступные массивы прогноза не обладают нужной детальностью, применяется технология расчета метеорологических параметров на основе численного решения базовых уравнений термо- и гидродинамики для ограниченной территории в рамках мезомасштабной модели *WRF-ARW*. В качестве входных данных использовались результаты оперативного глобального атмосферного прогноза *NCEP/NCAR* в США, который выполняется каждые 6 ч на 16 сут вперед. Эти данные с сокращенным названием *GFS* общедоступны на сайте https://www.nco.ncep.noaa.gov, имеют пространственное разрешение 0,25°, дискретность 6 ч по времени, 44 уровня по вертикали. Использовалась версия 4.5 модели *WRF-ARW*, установленная на кластере МГИ. Область моделирования (домен) с горизонтальным шагом расчетной сетки 9 км включала акваторию Черного, Азовского морей и Крымский п-ов, а также акваторию Каспийского, Мраморного, Эгейского морей и частично Средиземного моря. Сетка домена составляла 368 × 203 узла, по вертикали имелось 45 уровней. Для параметризации атмосферного планетарного пограничного слоя была выбрана схема *Mellor-Yamada-Janjic*, для параметризации кучевой конвекции использовалась схема *Tiedke*, для расчета переноса излучения в атмосфере применялась схема *RRTMG*, для расчета фазовых переходов воды и льда и переноса гидрометеоров в облаках использовалась схема *Thompson*, для определения потоков тепла и влаги на поверхности суши использовалась четырехслойная модель почвы *NOAH*. Документация к модели с подробным описанием параметризаций приведена на сайте https://www2.mmm.ucar.edu/wrf. Поля метеорологических параметров рассчитывались на период с 24.11.2023 г. (00:00) по 28.11.2023 г. (00:00) (здесь и ниже приводится время *UTC*).

Волновая модель *SWAN*. В настоящей работе для расчета характеристик экстремального волнения применялась спектральная модель *Simulating WAves Nearshore Model Cycle* III *version* 41.45 (*SWAN*) [19, 20]. Ранее эта модель уже использовалась в МГИ для исследования экстремальных штормовых ситуаций в Азово-Черноморском бассейне [3, 6, 21, 22]. Модель *SWAN* относится к спектральным моделям третьего поколения и учитывает источник генерации волн ветром (*wind input*), нелинейные взаимодействия спектральных гармоник (*non-*

linear quadruplet wave-wave interactions), диссипацию энергии вследствие обрушения волновых гребней (*whitecapping*) и донного трения (*bottom friction*) и обрушение волн на критических глубинах (*wave breaking*) [1]. На входе в волновую модель задавалась скорость ветра U_{10} на высоте 10 м из атмосферной модели *WRF*. Скорость трения в источнике генерации волн определялась по аэродинамической формуле $u_* = \sqrt{C_d} U_{10}$, где коэффициент сопротивления C_d аппроксимировался полиномом второй степени относительно U_{10} [23]. Процесс обрушения волновых гребней описывался моделью в формулировке [24], донное трение определялось на основе соотношений из работы [25]. Угловое разрешение модели составляло 10°. По частотной координате использовалось 36 узлов. Минимальное значение частоты $f_0 = 0{,}033$ Гц. Другие частоты определялись по формуле $f_n = 1{,}1 f_{n-1}$ ($n \geq 1$). Интегрирование задачи по времени выполнялось по неявной разностной схеме с шагом 30 мин в режиме параллельных вычислений на кластере МГИ.

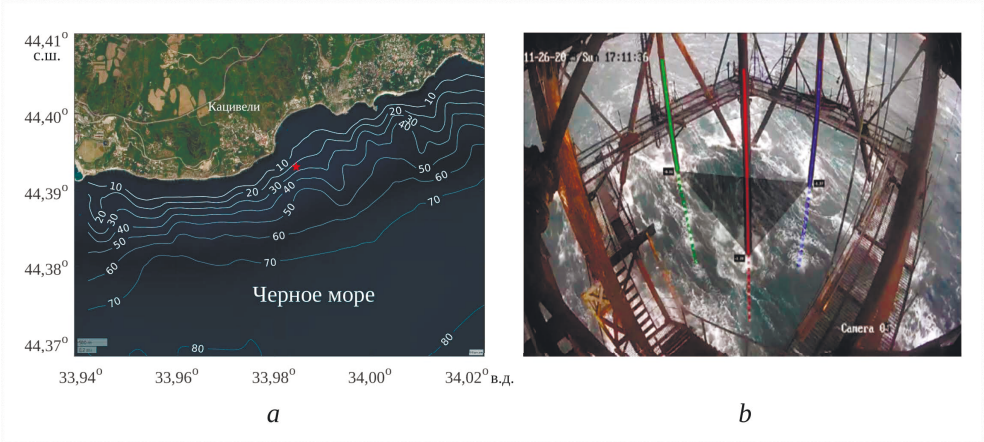
Расчет частотно-угловых спектров волн $S(f, \vartheta)$ проводился с 24 ноября (00:00) по 28 ноября (00:00). Для анализа использовались поля высоты значительных волн $H_S = 4\sqrt{\iint S(f, \vartheta) df d\vartheta}$, направление волн ϑ_p на частоте спектрального пика f_p и период волн спектрального пика $T = 2\pi/f_p$. Ниже характеристики H_S, ϑ_p и T будем называть для краткости высотой, направлением и периодом волн.

Контактные измерения были проведены со стационарной океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона МГИ, расположенной примерно в 500 м от берега, где глубина моря составляет ~ 28 м. На рис. 1, *a* положение платформы показано красной звездочкой на спутниковом оптическом изображении, взятом с сайта https://www.arcgis.com/apps/View/index.html?appid=504e3ff67457481e839bb941a709350f. На изображение также наложена батиметрия *ETOPO*1 1 *Arc-Minute Global Relief Model* по данным сайта https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model. Метео- и волнографические измерения осуществлялись в штатном режиме с помощью метеостанции *Davis Vantage Pro* 2 и струнного волнографа с передачей данных на берег по радиоканалу [14, 26]. По последовательным 20-минутным фрагментам волнограмм традиционным способом [27] были оценены частотные спектры волн $S(f)$, высота значительных волн $H_S = 4\sqrt{\int S(f) df}$, частота волн спектрального пика f_p.

На рис. 1, *b* показан кадр видеозаписи, выполненной 26 ноября в автоматическом режиме во время шторма в 14:00–14:20. Три вертикальных элемента конструкции, выделенные на рисунке цветом, были использованы как решетка «оптических волнографов». Наблюдаемый в кадре уровень воды на соответствующих вертикальных линиях пересчитывался в вертикальные смещения

[1] SWAN: Scientific and technical documentation. SWAN Cycle III version 41.45 / The SWAN team. Delft : Delft University of Technology, 2023. URL: swanmodel.sourceforge.io/online_doc/swantech/swantech.html (date of access: 10.04.2024).

морской поверхности в трех точках с использованием известного точного положения видеокамеры и ее оптических параметров. Треугольник на рисунке показывает виртуальную плоскость, соединяющую эти точки, которая дает уклоны крупномасштабных волн в двух ортогональных направлениях. Таким образом, эти данные оказываются аналогичными данным стандартного волнового буя [2], а их обработка методом триплет-анализа [28] позволяет оценить частотно-угловой спектр волнения для промежутка времени видеозаписи (более детальное описание метода оценки приведено в [29, 30]).

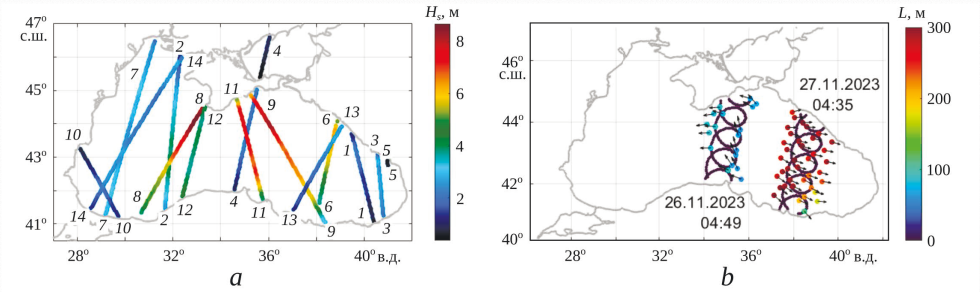


Р и с. 1. Расположение океанографической платформы (отмечено красной звездочкой) – *a* и колонны платформы (выделены цветом) в качестве волнографических датчиков – *b*
F i g. 1. Location of the oceanographic platform (marked with a red asterisk) – *a* and the platform piles (highlighted in color) as wave gauges – *b*

Спутниковые измерения. В работе использованы данные альтиметров, волнового скаттерометра *CFOSAT SWIM* и радаров с синтезированием апертуры (РСА) за время действия шторма. Альтиметры традиционно используются для измерения высоты волн [12]. Данные альтиметрии были взяты из открытых архивов службы мониторинга морской среды Коперникус (*Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (*CMEMS*)) с сайта https://data.marine.copernicus.eu/product/WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001/description. Возможности радара конического сканирования *SWIM* [31], установленного на китайско-французском спутнике *CFOSAT*, сегодня являются предметом интенсивных исследований [32, 33]. Инструмент *SWIM* предназначен для получения оценок пространственного спектра волн, которые, однако, оказались сильно зашумленными [31]. Поэтому в работе использованы лишь направления и длины волн спектрального пика – данные *CFOSAT SWIM Level*-2 с сайта https://data-cersat.ifremer.fr/projects/iwwoc/. Традиционно используемые в морских исследованиях снимки РСА позволяют на качественном и количественном уровнях судить о полях приводной скорости ветра [34]. Кроме того, они содержат изображения доминантных ветровых волн [35].

[2] *Earle M.* Nondirectional and directional wave data analysis procedures : Report by National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ; Report for US Department of Commerce (DOC). NOAA, 1996. 43 p. (Report No. NDBC Technical Document 96-01).

Снимки РСА *C*-диапазона не подвержены влиянию облаков, что особенно важно в экстремальных погодных условиях, когда море закрыто сплошной облачностью. Три использованных снимка РСА *C*-диапазона были получены с сайта https://browser.dataspace.copernicus.eu. Информация о всех спутниковых данных сведена в табл. 1. Треки альтиметров и радара *CFOSAT SWIM* показаны на рис. 2.



Р и с. 2. Данные измерений: *a* – треки спутниковых альтиметров с указанием высоты волн H_S; *b* – треки сенсора *SWIM* (*CFOSAT*) с указанием направления (стрелки) и длины волн *L* (цвет)

F i g. 2. Measurement data: *a* – satellite altimeter tracks indicating the wave heights H_S; *b* – tracks of the *SWIM* sensor (*CFOSAT*) with the indicated wave directions (arrows) and lengths *L* (color)

Таблица 1
Table 1

Спутниковые данные
Satellite data

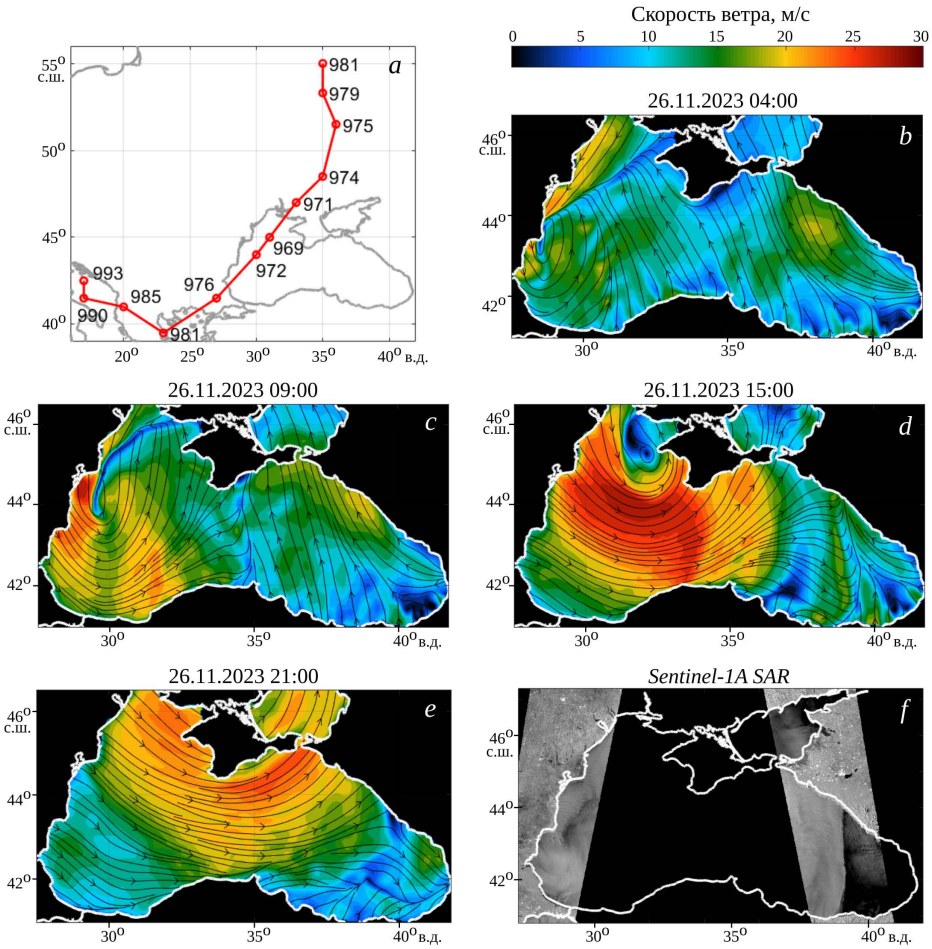
Физическая характеристика, сенсор / Physical characteristic, sensor	Спутник / Satellite	Номер трека / Track number	Время пролета / Time of flight
Высота волн, альтиметр / Wave height, altimeter	*SARAL-AltiKa*	*1*	02:41 (26.11)
	CryoSat-2	*2*	09:05 (26.11)
	CryoSat-2	*3*	20:14 (26.11)
Направление и длина волн, *SWIM*, высота волн, альтиметр / Wave direction and length, *SWIM*, wave height, altimeter	*CFOSAT*	*4*	04:49 (26.11)
	CFOSAT	*5*	15:30 (26.11)
	CFOSAT	*6*	04:35 (27.11)
Высота волн, альтиметр / Wave height, altimeter	*HaiYang*-2*B*	*7*	04:41 (27.11)
	HaiYang-2*C*	*8*	20:23 (26.11)
	JASON-3	*9*	21:46 (26.11)
	JASON-3	*10*	22:08 (27.11)
	Sentinel-3*A*	*11*	19:06 (26.11)
	Sentinel-3*B*	*12*	08:21(27.11)
	Sentinel-6*A*	*13*	12:59 (26.11)
	Sentinel-6*A*	*14*	13:21 (27.11)
Удельная эффективная площадь рассеяния, РСА / Normalized radar cross-section, SAR	*Sentinel*-1*A*	–	04:06 (26.11)
	Sentinel-1*A*	–	15:20 (26.11)
	Sentinel-1*A*	–	03:17 (27.11)

Общая картина шторма на Черном море

Поле ветра. Погода в Черноморском регионе в период 25–26 ноября 2023 г. определялась мощным внетропическим циклоном, центр которого перемещался с Балканского п-ова через Черное море к Крыму и далее на север. Анализ архивных полей давления на уровне моря, геопотенциала и температуры за 25–27 ноября 2023 г. дает следующий сценарий формирования циклона. Циклон зародился на юго-восточной границе глубокой, вытянутой в меридиональном направлении, ложбины в области сильного горизонтального градиента температуры. К юго-востоку от ложбины формируется интенсивный и достаточно компактный циклон, проявляющийся в поле давления на уровне моря. На рис. 3, *a* показаны траектория циклона и давление на уровне моря в его центре (в гПа) согласно расчетам по модели *WRF*. Промежутки времени между точками графика равны 6 ч, начальная точка (на юго-западе) соответствует 25 ноября 2023 г. (00:00). Циклоны с подобной траекторией типичны для региона Черного моря, традиционно их принято называть «южными» циклонами. Они формируются над Средиземным морем, движутся на северо-восток, проходят над западной частью Черного моря и далее перемещаются к северу по территории России. К такому типу черноморских циклонов относится известный шторм 10–11 ноября 2007 г., приведший к катастрофическим последствиям, который имел практически такую же траекторию, а максимальная скорость ветра в нем достигала 30 м/с [36].

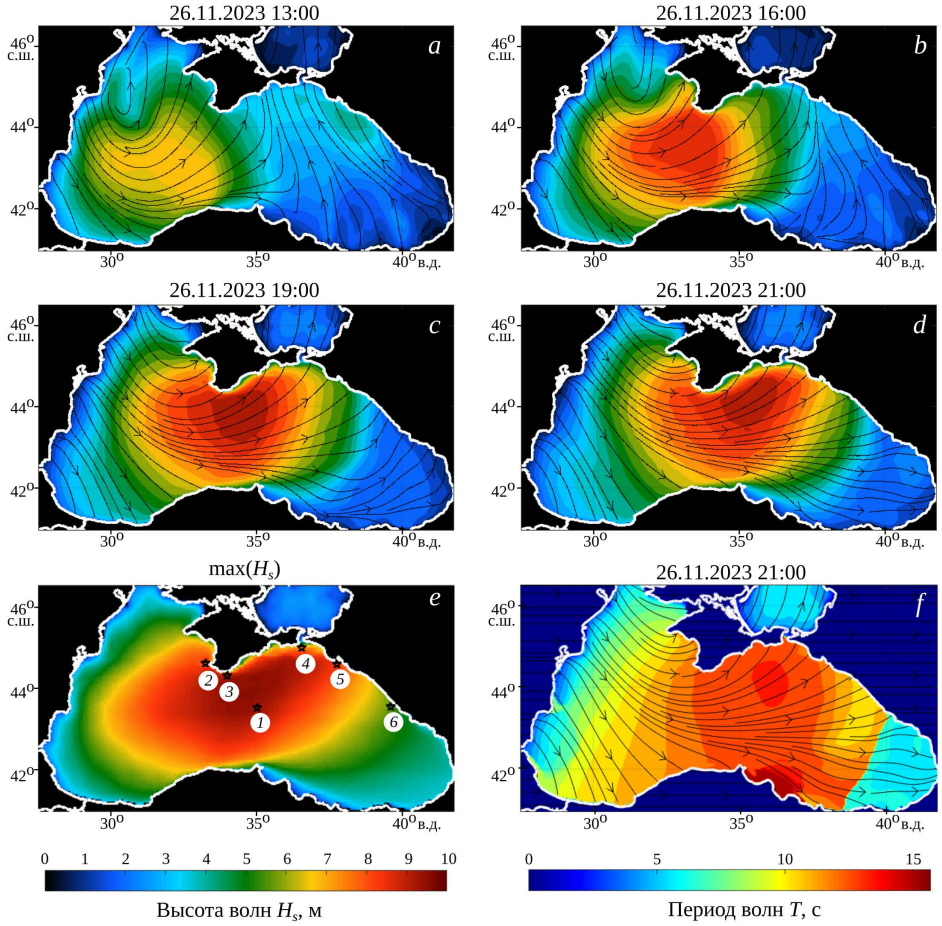
Рисунки 3, *b* – *e* показывают поля ветра над Черным морем согласно расчетам по модели *WRF*: рис. 3, *b* демонстрирует весьма сложное поле ветра: ураган входит в юго-западный сектор Черного моря на фоне юго-юго-восточного штормового ветра с областью максимальных значений выше 20 м/с, занимающей центральную и восточную части моря; на рис. 3, *c* ураган движется над Черным морем на север-северо-восток при сохранении юго-юго-восточного ветра в восточной части Черного моря; на рис. 3, *d* «глаз» урагана достигает западной оконечности Крымского п-ова и над Черным морем к западу от 37° в. д. поле ветра приобретает явно выраженную циклоническую «центрально-симметричную» структуру, характерную для тропических циклонов; рис. 3, *e* соответствует моменту времени после выхода урагана на сушу – циклоническое поле ветра охватывает Черное море почти полностью. Далее с течением времени скорость ветра снижается по мере удаления урагана от моря.

На рис. 3, *f* модельные расчеты подтверждаются доступными спутниковыми радиолокационными изображениями. На светлом фоне изображений, соответствующем обратному рассеянию суши и рассеянию морской поверхности при высокой скорости ветра, выделяются темные области отсутствия штормового ветра. В 04:14 26 ноября (левый снимок) темная область, вытянутая между 43° и 44° с. ш., совпадает с линией смены направления скорости ветра (фронт окклюзии), исходящей из «глаза» урагана и отчетливо видной на рис. 3, *b*. В 15:20 (правый снимок) отчетливо прослеживается холодный фронт между зонами штормового и умеренного ветра, показанный в модельном поле для времени 15:00 на рис. 3, *d*.



Р и с. 3. Характеристики атмосферы: трек урагана и давление на уровне моря в его центре (*a*); линии тока и скорость ветра 26 ноября в 04:00 (*b*), 09:00 (*c*), 15:00 (*d*), 21:00 (*e*). Спутниковые радиолокационные изображения, полученные 26 ноября в 04:14 (слева) и 15:20 (справа) (*f*)
F i g. 3. Atmospheric characteristics: hurricane track and sea level pressure in its center (*a*); streamlines and wind speed on November, 26 at 04:00 (*b*), 09:00 (*c*), 15:00 (*d*), 21:00 (*e*). Satellite radar images obtained on November, 26 at 04:14 (left) and 15:20 (right) (*f*)

Поле ветровых волн. На рис. 4 и 5 продемонстрировано развитие волнового поля 26.11.2023 г. согласно расчетам по модели *SWAN* для всего Черного моря на сетке с разрешением 4,5 × 4,5 км (246 × 160 узлов). На рис. 4, *a* – *d* показаны пространственные распределения высоты (цвет) и направления (стрелки) волн для четырех моментов времени: 13:00, 16:00, 19:00, 21:00. На рис. 5 приведены временные зависимости высоты и периода волн в шести различных точках моря. Положения точек показаны на рис. 4, *e*, их координаты – в заголовках вкладок на рис. 5. Точка *1* выбрана в центральной части моря, точки *2* – *6* – на несколько километров мористее Севастополя, пгт Кацивели, Керченского пролива, Новороссийска и Сочи соответственно.



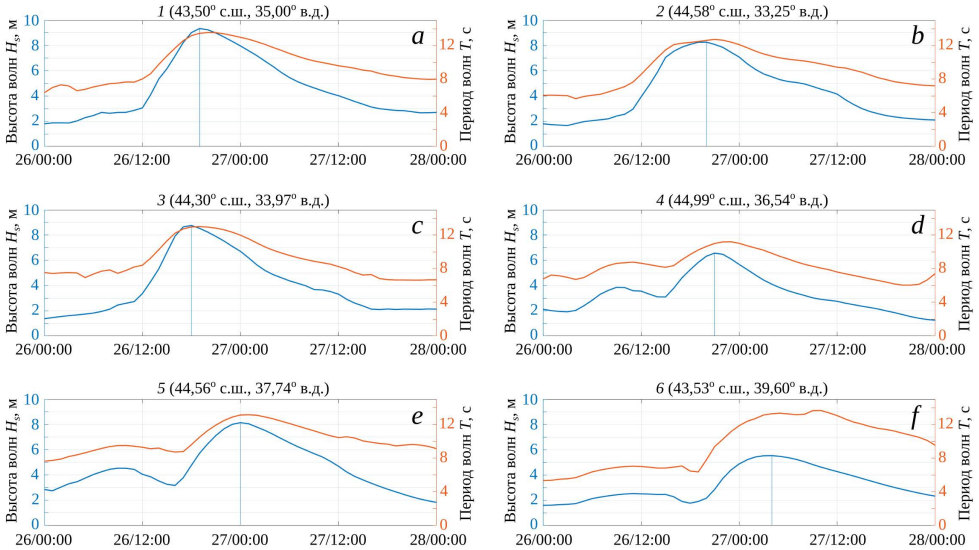
Р и с. 4. Поле ветровых волн: высота и направление волн 26 ноября в 13:00 (*a*), 16:00 (*b*), 19:00 (*c*), 21:00 (*d*); распределение максимальных высот волн за период действия шторма (*e*); периоды и направления волн 26 ноября в 21:00 (*f*)

F i g. 4. Field of wind waves: height and direction of waves on November, 26 at 13:00 (*a*), 16:00 (*b*), 19:00 (*c*), 21:00 (*d*); distribution of maximum wave heights during the storm period (*e*); periods and directions of waves on November, 26 at 21:00 (*f*)

К 10:00 в результате прохождения урагана через западную часть моря (рис. 3, *b*, *c*) в ней формируется область штормовых волн с высотами до 3 м и периодами до 8 с, распространяющихся на восток и северо-восток. Ее граница еще не достигла центральной части моря (точка *1* на рис. 5), но вблизи побережья Крыма (точки *2* и *3* на рис. 5) можно видеть начало монотонного роста высоты волн. В то же время у Кавказского побережья Черного моря на этот момент уже существуют штормовые волны, порожденные локальным сильным ветром, область которого видна на рис. 3, *b*, *c*. Соответственно, в точках *4–6* на рис. 5 высоты волн составляют 3–4 м и выше.

Далее граница области шторма продвигается на восток с ростом высоты и периода штормовых волн. К 13:00 высоты волн достигают 4–5 м (рис. 4, *a*), начинается отчетливый рост волн в центральной части моря (точка *1*) и вблизи

Кацивели (точка *3*), а также продолжается усиление волнения вблизи Севастополя (точка *2*). К 16:00 область наиболее интенсивного штормового волнения захватывает всю центральную часть моря, высоты волн в ней достигают 7 м (рис. 4, *b*). В 19:00 область шторма продолжает распространяться на восток, высоты волн в ней уже превышают 9 м (рис. 4, *c*). Примерно в это время достигаются максимумы высоты волн в центре моря (точка *1*) и вблизи Кацивели (точка *3*). Моменты достижения максимальных высот волн выделены на рис. 5 вертикальными линиями. К 21:00 интенсивные штормовые волны достигают Кавказского побережья Черного моря (точка *5*). На рис. 4, *d*, *f* показаны поля высот и периодов волн вместе с направлениями волн в 21:00. На всей акватории Черного моря за исключением его западной и восточной оконечностей устанавливается поле развивающихся ветровых волн с направлениями распространения, близкими к направлению ветра, показанному на рис. 3, *e*. Периоды волн в центральной части моря достигают 12 с и более (рис. 4, *f*; точка *1* на рис. 5). В восточной части моря четко выделяется фронт штормового волнения (рис. 4, *f*), распространяющийся на восток. Около 00:00 27 ноября вблизи Новороссийска волны достигают максимальных высот и максимальных периодов (точка *5* на рис. 5), вблизи Сочи начинается рост штормовых волн (точка *6* на рис. 5). Примерно к 04:00 27 ноября волны достигают максимальных характеристик вблизи Сочи (точка *6* на рис. 5). Далее с постепенным снижением скорости ветра происходит снижение высоты волн.



Р и с. 5. Зависимости высот и периодов волн от времени для точек моря, показанных на рис. 4, *e*: центр моря (*1*); районы Севастополя (*2*), Кацивели (*3*), Керченского пролива (*4*), Новороссийска (*5*), Сочи (*6*)
F i g. 5. Dependences of wave heights and periods on time for the points in the sea shown in Fig. 4, *e*: center of the sea (*1*), regions of Sevastopol (*2*), Katsiveli (*3*), Kerch Strait (*4*), Novorossiysk (*5*), Sochi (*6*)

На рис. 4, *e* приведено распределение по акватории Черного моря максимальных высот волн за период шторма. В центральной части моря, охватывающей почти половину его площади, высоты волн превышали 8 м. Область

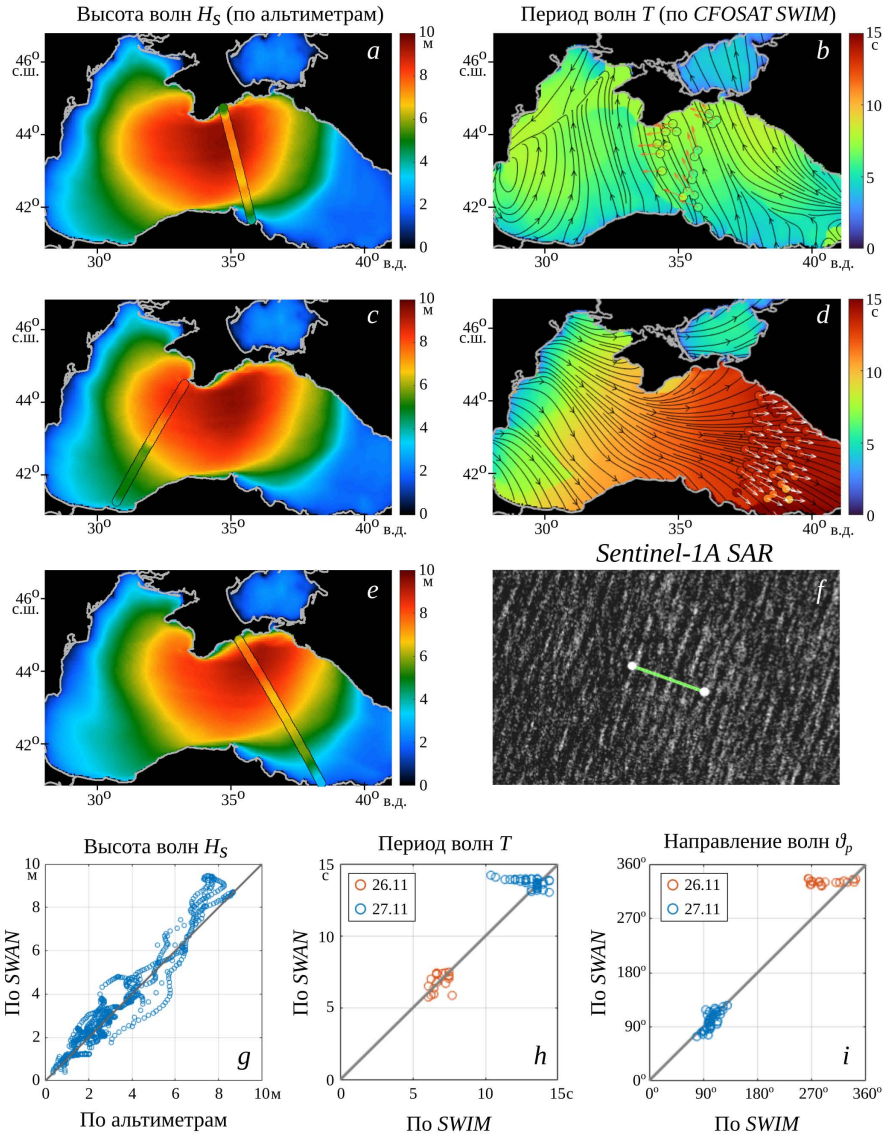
волн с высотами 8 м и более захватывала районы вблизи Севастополя, Ялты и Новороссийска, высоты волн вблизи Сочи достигали 5–6 м. Максимальные периоды волн превышали 13 с, а в точке *6* в районе Сочи приближались к 14 с (рис. 4, *f*; точка *6* на рис. 5).

Сопоставление расчета характеристик волн и спутниковых данных. Рис. 6 характеризует соответствие модельных расчетов и спутниковых измерений. На рис. 6, *a*, *c*, *e* показаны примеры сравнения данных альтиметрии и расчета высоты волн в моменты пролетов спутников. Рисунки показывают определенное соответствие как по значениям высоты волн, так и по ее изменчивости вдоль трека. Например, в южных частях всех треков имеет место переход от высоких штормовых волн в центре моря к волнам умеренной высоты на южной периферии шторма в соответствии с модельными расчетами. На рис. 6, *a* вблизи берега Крыма как в расчете, так и в данных альтиметра прослеживается область пониженной высоты волн.

На рис. 6, *b*, *d* данные радиолокатора *SWIM* со спутника *CFOSAT* наложены на рассчитанные для моментов пролета спутников поля периодов и направлений волн. Расчет периодов волн T по измеренным со спутника длинам волн L выполнен по дисперсионному соотношению для линейных волн при конечной глубине моря $T = 2\pi/\sqrt{gk\tanh(kh)}$, где $k = 2\pi/L$; g – ускорение свободного падения; h – глубина моря в рассматриваемой точке [37]. На рис. 6, *b*, *d* рассчитанные по спутниковым измерениям периоды волн показаны в виде кружков, цвет которых соответствует цветовой шкале, а измеренные направления волн показаны стрелками. Время первого пролета спутника (рис. 6, *b*) соответствует предштормовому состоянию моря – распространению волн, порожденных ветровым полем, существовавшим там до начала рассматриваемого шторма (см. рис. 3, *b*). Время второго пролета спутника соответствует активной фазе шторма (рис. 6, *d*), но скорость ветра в районе южной части трека на этот момент уже упала до 15 м/с и ниже. Для рассчитанных по модели периодов волн (13–14 с, см. рис. 6, *d*) обратный возраст волн $\alpha = 2\pi U_{10}/(gT)$ не превышает 0,74, что ниже значения 0,83, характеризующего предельно развитые волны со спектром Пирсона – Московица [38]. Таким образом, волны в южной части трека также являются зыбью.

Рис. 6, *b* показывает соответствие периодов волн при некотором расхождении между рассчитанными и измеренными направлениями волн, что объяснимо в ситуации смешанного волнения, когда одновременно присутствуют развивающиеся волны от зарождающегося шторма в восточной части моря и зыбь, приходящая с запада. Рис. 6, *d* демонстрирует разумное согласие результатов измерения и моделирования как для периода, так и для направления волн. Однако в южной части трека модельный расчет завышает период зыби по сравнению с измеренным. На рис. 6, *f* приведен фрагмент спутникового РСА-изображения для точки в восточной части моря с координатами 41,1° в. д. и 42,4° с. ш. (27.11.2023 г., 03:17), где четко видны доминантные волны. На изображение наложен отрезок длиной 1 км. На длине отрезка помещается 4 длины волны, что соответствует длинам волн 250 м и, таким образом, периоду волн 12,7 с. Данная оценка согласуется с результатами измерений *CFOSAT SWIM*, при этом она ниже значения, полученного по модели (T = 13,95 с). Для рассматриваемой точки скорость ветра по модели *WRF* составляла

U_{10} = 9,6 м/с, что дает обратный возраст волн α = 0,24, т. е. волны явно являются зыбью. Это спутниковое изображение подтверждает завышение периода волн зыби модельным расчетом.



Р и с. 6. Сопоставление модельных расчетов и спутниковых данных: рассчитанные поля высоты волн с наложенными данными альтиметра 26 ноября в 19:06 (*a*), 20:23 (*c*), 21:46 (*e*). Рассчитанные поля периодов и направлений волн с наложенными данными *SWIM* 26 ноября в 04:49 (*b*) и 27 ноября в 04:35 (*d*). Фрагмент РСА-изображения с наложенным отрезком длиной 1 км (*f*). Сравнение с расчетом спутниковых данных о высоте (*g*), периоде (*h*) и направлении (*i*) волн

F i g. 6. Comparison of model calculations and satellite data: simulated wave height fields with the superimposed altimeter data from November, 26 at 19:06 (*a*), 20:23 (*c*), 21:46 (*e*); simulated fields of wave periods and directions with the superimposed *SWIM* data from November, 26 at 04:49 (*b*) and November, 27 at 04:35 (*d*); fragment of SAR image with the superimposed line of 1 km long (*f*). Comparison of simulations and satellite data in terms of wave heights (*g*), periods (*h*) and directions (*i*)

Физические механизмы диссипации и эволюции зыби сегодня не вполне понятны [39–41], и параметризации механизмов эволюции зыби в волновых моделях продолжают совершенствоваться [42–45]. Но в модели *SWAN* методы расчета зыби и ветровых волн не различаются [41]. Вероятно, именно с этим связаны расхождения в направлении волн зыби при первом пролете спутника и явное завышение моделью периодов волн зыби в южной части трека при втором пролете.

На рис. 6, *g* – *i* обобщаются рассмотрения данного подраздела. На рис. 6, *g* приведено сопоставление с расчетами для данных со всех треков альтиметров, показанных на рис. 2, *a* и перечисленных в табл. 1. На рис. 6, *h*, *i* сопоставление выполнено для всех данных *CFOSAT SWIM* по периодам и направлениям волн соответственно, при этом точки для первого и второго пролетов спутника показаны красным и синим цветом. В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции данных, средние и среднеквадратические значения невязок, рассчитанные по облакам точек на рис. 6, *g* – *i*. Отметим, что ошибка измерения высоты волн альтиметром для открытого океана составляет 16 см [46], но в прибрежных районах она может возрастать вплоть до 1,6 м [47]. В недавней работе [46] выполнена валидация данных *CFOSAT SWIM* на обширном массиве натурных измерений, в результате которой получено, что стандартные ошибки (*RMSE*) для длин и направлений волн составляют более 38 м и 9,1 град. В то же время невязки для отдельных измерений могут быть более 70 м и 20 град. при наблюдении волн с длиной 225 м (рис. 5 в [46]). Как следует из дисперсионного соотношения для линейных волн на глубокой воде, ошибки в длине волны δL связаны с ошибками в периоде волны соотношением $\delta T = \pi\delta L/(gT)$. То есть ошибка в 38 м при периодах волн 10–13 с соответствует ошибкам оценки периода $\delta T \approx 1{,}2 - 0{,}9$ с. Таким образом, можно заключить, что наше сопоставление модельных расчетов с отдельными спутниковыми измерениями показывает весьма разумное согласие. Для целей данной работы важно, что имеет место соответствие высот и периодов наиболее высоких развивающихся волн (H_s = 4–9 м) и направлений волн в активной фазе шторма.

Таблица 2
Table 2

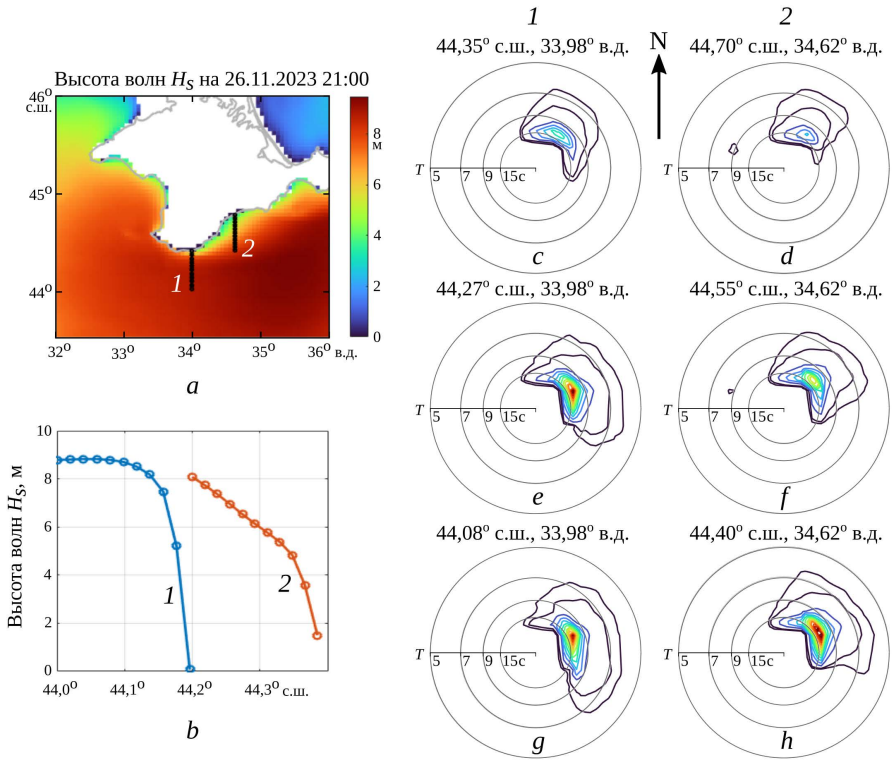
Степень соответствия спутниковых и расчетных данных
Degree of consistency between the satellite and calculated data

Характеристика волн / Characteristics of waves	Среднее значение невязки / Bias	Среднеквадратическое значение невязки / RMS	Коэффициент корреляции / Correlation coefficient
Высота / Height	0,21 м	0,66 м	0,97
Период / Period	0,48 с	1,4 с	0,92
Направление / Direction	9 град.	26 град.	0,98

Шторм у Южного берега Крыма

Явление затенения волн Крымским п-овом. В приведенных модельных расчетах выделяется область понижения высоты волн в прилегающей к берегу акватории от южной оконечности Крыма до м. Меганом (35,08° в. д.) и далее от Феодосийского залива до м. Чауда (35,8° в. д.) (рис. 4, *c* – *e*). В этой области высота волн не превышает 4–5 м, в то время как мористее она достигает 8–9 м. Альтиметрические данные подтверждают наличие этой области (рис. 6, *a*). По контактным измерениям с океанографической платформы, расположенной в западной части области, высота волн не превышала 4 м.

Наличие области связано с затенением Крымским п-овом развивающихся ветровых волн, приходящих с запада. В формировании волнового поля в этой области участвуют волны, приходящие с юго-запада, а также молодые волны, порожденные локальным ветром, и, возможно, эффекты нелинейных процессов и рефракции волн, приходящих с запада и достигших юга Крымского п-ова. Однако эффект затенения в данном случае играет основную роль, поскольку в рассчитанных спектрах волн отсутствуют энергетически значимые (т. е. существенно влияющие на величину H_S) волновые гармоники, распространяющиеся на восток.



Р и с. 7. Затенение волн Крымским п-овом: *a* – разрезы *1* и *2*, наложенные на рассчитанное поле высот волн; *b* – высота волн вдоль разрезов *1* и *2*; частотно-угловые спектры волн вдоль разрезов *1* (*c*, *e*, *g*) и *2* (*d*, *f*, *h*), где окружности (от большего к меньшему радиусу) соответствуют периодам волн 5, 7, 9, 15 с

F i g. 7. Shading of waves by the Crimean Peninsula: *a* – transects *1* and *2* superimposed on the simulated field of wave heights; *b* – wave height along transects *1* and *2*; frequency-angular spectra of waves along transects *1* (*c, e, g*) and *2* (*d, f, h*), where the circles (from larger radius to smaller one) correspond to wave periods 5, 7, 9, 15 s

На рис. 7 это явление иллюстрируется широтными разрезами поля волн, охватывающими пространственные области отсутствия и наличия затенения (рис. 7, *a*, разрез *1* соответствует долготе океанографической платформы). На рис. 7, *b* приведен ход высоты волн на разрезах вдоль широты. На рис. 7, *c – h* показаны изменения рассчитанных частотно-угловых спектров вдоль разрезов. На этих рисунках, построенных в полярных координатах, частота отложена по радиусу, географический азимут отсчитывается от направления на север (на рисунке – вертикально вверх) и показывает, куда распространяется волновая гармоника. Спектральная плотность указана в условных единицах.

К областям разрезов подходят волны, развивавшиеся от западной оконечности моря, которые имеют относительно широкий угловой спектр. Крымский п-ов затеняет часть направлений распространения волн, что приводит к удалению из спектра соответствующих волновых гармоник. В южной части разрезов (рис. 7, *e*, *g*) спектры включают волны, распространяющиеся как на северо-восток, так и на юго-восток. В северной части разрезов (рис. 7, *c*, *d*) волны, распространяющиеся на юго-восток, отсутствуют из-за затенения. На рис. 7, *e*, *f* показан переход между этими состояниями. В результате «вырезания» волн юго-восточного направления из спектра суммарная волновая энергия существенно спадает и высота волн понижается с 9 м до ~ 4 м (рис. 7, *a*, *b*).

Благодаря затенению ущерб, причиненный штормом в центральной и восточной частях ЮБК, оказался существенно ниже, чем мог бы быть в отсутствие этого эффекта.

Моделирование волн вблизи океанографической платформы. Измерения волн, выполненные недостаточно далеко от берега, напр., на м. Херсонес или на океанографической платформе в Кацивели, строго говоря, нельзя сравнивать с модельными расчетами на крупной сетке. Для сравнения требуются расчеты на достаточно мелкой сетке, причем модель должна адекватно учитывать влияние эффектов мелководья на эволюцию волн. В работе [14] было выполнено сравнение характеристик волн, рассчитанных с помощью волновой модели *WAM Cycle* 4 [48] на крупной сетке, с измерениями с океанографической платформы. Были рассмотрены только волны, приходящие со стороны открытого моря, и в результате получено неплохое соответствие. В нашей работе, в отличие от [14], рассматривается экстремальное волнение с длинами волн, достигающими на глубокой воде 200 м и более и значительно превышающими глубину моря 28 м. При этом принципиально важен учет влияния деталей батиметрии на характеристики волн.

Для моделирования штормового волнения в районе океанографической платформы МГИ в период 24–28 ноября 2023 г., как и ранее, была использована модель *SWAN Cycle* III *version* 41.45 [1], но для повышения пространственного разрешения использовался четырехшаговый метод вложенных сеток. На первом шаге моделировались поля волн для всего Черного моря на сетке с разрешением 4,5 × 4,5 км (246 × 160 узлов). На втором шаге на сетке 0,8 × 1,13 км (234 × 122 узла) рассчитывались волны для акватории, включающей ЮБК. На третьем шаге моделировались волны в прибрежной зоне ЮБК от пгт Понизовка до пгт Симеиз с разрешением 200 × 200 м (171 × 198 узлов). На четвертом шаге с разрешением 15 × 20 м (118 × 91 узел) моделировались поля волн в прибрежной акватории Кацивели, включающей океанографическую платформу.

При вычислениях на втором, третьем и четвертом шагах параметры волн на жидких границах расчетных областей определялись интерполяцией модельных данных с предыдущих шагов. В качестве форсинга, как и ранее, использовались поля приземного ветра из мезомасштабной атмосферной модели *WRF*.

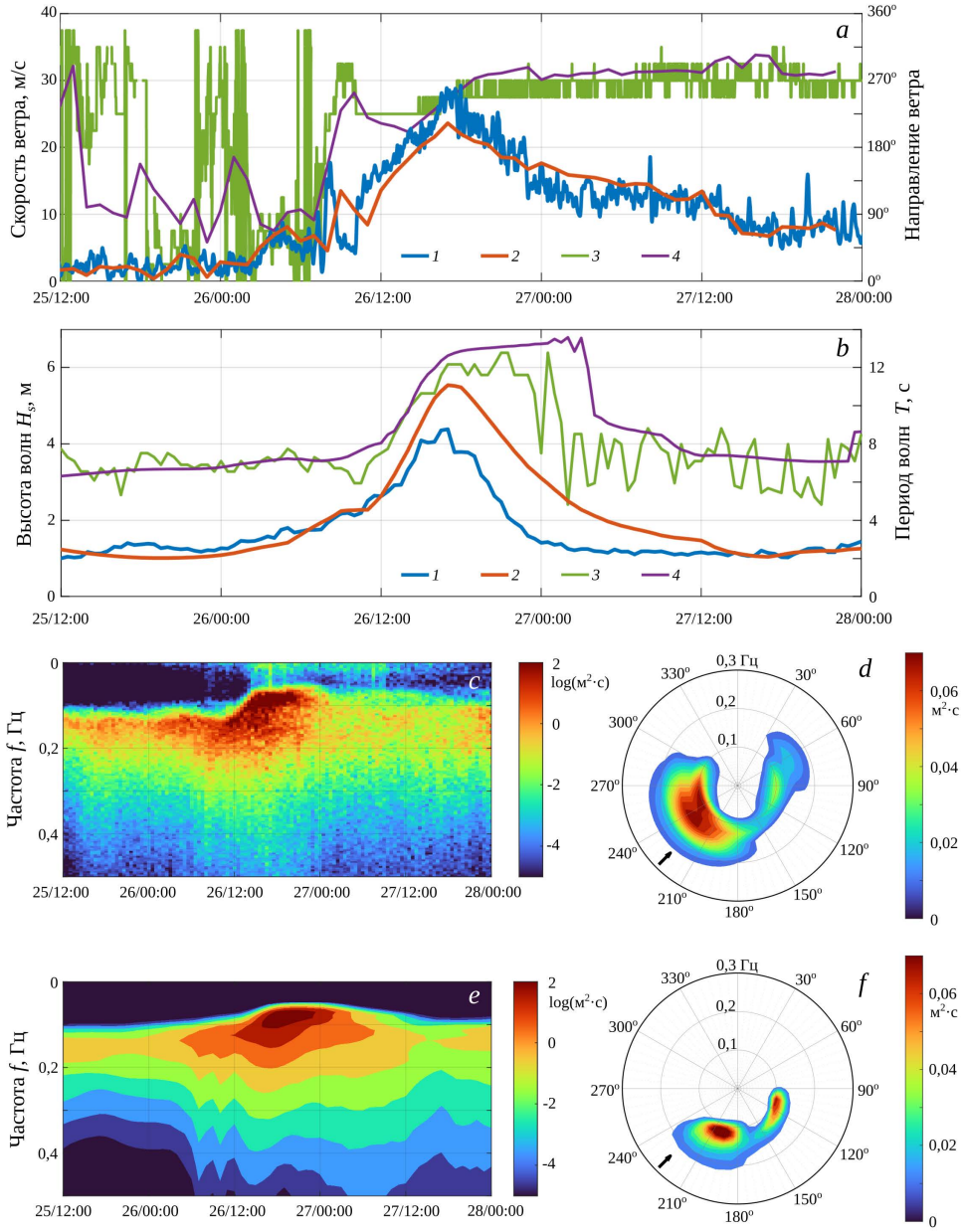
Модель *SWAN* работает в приближении геометрической оптики: размеры неоднородностей среды должны значительно превышать длины волн. Строго говоря, расчет на четвертом шаге моделирования не является вполне корректным, поскольку шаг сетки оказывается меньше длины волны. Однако береговая линия и рельеф дна в акватории, окружающей платформу, испытывают существенные изменения на масштабах 30–50 м. Четвертый шаг расчета был выполнен, чтобы до некоторой степени учесть эту изменчивость среды в модели. В то же время использование четырехшагового подхода обеспечивает непрерывность решения при приближении к платформе со стороны открытого моря.

Результаты контактных измерений и моделирования. На рис. 8 представлены данные измерений с океанографической платформы в сравнении с расчетом: рис. 8, *a* показывает скорость и направление ветра; рис. 8, *b* – высоту и период волн; рис. 8, *c*, *e* – временные развертки частотного спектра по измерениям струнного волнографа и расчету соответственно; рис. 8, *d*, *f* – частотно-угловые спектры по измерениям «оптического» волнографа и расчету соответственно. Частотно-угловые спектры представлены в полярных координатах, где указан азимут, откуда приходят волны.

Как следует из этих данных, 26 ноября в промежуток времени 06:00–16:00 происходит смена направления ветра до ~ 255 град. с одновременным ростом его скорости (рис. 8, *a*). В промежуток времени 16:00–18:00 скорость ветра близка к максимальному значению 28 м/с, а 27 ноября с 18:00 до ~ 02:00 она спадает до 13 м/с при неизменном направлении ветра. Эти характеристики ветра сохраняются 27 ноября до 14:00, после чего его скорость постепенно снижается. Рис. 8, *a* демонстрирует соответствие рассчитанной скорости ветра и его направления измеренным величинам.

Высота волн 26 ноября (рис. 8, *b*) в промежуток времени 06:00–15:00 растет до 3–4 м и далее остается примерно на этом уровне до 19:00. В интервале времени 19:00–24:00 происходит снижение высоты волн до 1 м. Рис. 8, *b* показывает, что расчет качественно правильно описывает временную изменчивость высоты и периода волн, хотя и завышает эти характеристики.

На рис. 8, *c* показаны изменения со временем спектральной формы волнения, в частности, эволюция частоты спектрального пика. Как следует из рисунка, наиболее сильная трансформация спектра произошла с 10:00 до 14:00. Далее до 22:00 период волн спектрального пика составлял 11,7–12,8 с, что соответствует длинам волн 167–187 м при пересчете с помощью дисперсионного соотношения для поверхностных волн [37] при конечной глубине моря 28 м в точке расположения платформы. Если принять, что частота волн при подходе к берегу сохранялась, то на глубокой воде эти волны имели длину 214–256 м. Сопоставление рис. 7, *c*, *e* демонстрирует соответствие частотных спектров волн и их временной изменчивости.



Р и с. 8. Контактные измерения и моделирование: скорость и направление ветра измеренные (*1* и *3*) и рассчитанные (*2* и *4*) – (*a*); высота и период волн измеренные (*1* и *3*) и рассчитанные (*2* и *4*) – (*b*); частотный спектр волн по измерениям (*c*) и моделированию (*e*); частотно-угловые спектры волн 26 ноября в 14:00–14:20 по измерениям (*d*) и моделированию (*f*)

F i g. 8. *In situ* measurements and simulations: measured (*1* and *3*) and simulated (*2* and *4*) wind speed and direction – (*a*); measured (*1* and *3*) and simulated (*2* and *4*) wave heights and periods – (*b*); measured (*c*) and simulated (*e*) frequency spectrum of waves; frequency-angular spectra of waves on November, 26 at 14:00–14:20 based on measurements (*d*) and simulations (*f*)

Оценка частотно-углового спектра (рис. 8, *d*) показывает, что волны основной системы приходят с запада (240 град.), с направления, близкого к направлению ветра, указанному стрелкой. В то же время наблюдается система волн зыби меньшей интенсивности, которые приходят с востока (~ 90 град.). Они порождены ветровым полем, существовавшим в центральной и восточной частях моря на момент прихода циклона (рис. 3, *b* и его обсуждение) и породившим систему волн, которая наблюдалась со спутника *CFOSAT* при первом его пролете (рис. 6, *d*). На рис. 8, *d*, *f* показано согласие пространственных спектров: расчет хорошо передает частоту и направление доминантной системы волн. Система волн зыби, приходящих с востока, хотя и с некоторыми искажениями, но также передается расчетом.

Подтверждением исправной работы струнного волнографа может служить наличие в его сигнале колебаний инфрагравитационных частот в диапазоне 0,02 Гц и ниже (рис. 8, *c*). Эти колебания наиболее интенсивны в период «активного» шторма с наибольшими высотами волн (с 14:00 26 ноября до 09:00 27 ноября) в соответствии с общепринятыми представлениями (напр., [49, 50]). Зафиксированный инфрагравитационный отклик моря на рассматриваемый шторм может быть предметом специального исследования [51].

Соответствие модельных расчетов контактным измерениям с океанографической платформы можно рассматривать как еще одно подтверждение правильности модельного расчета при описании экстремального шторма в Черном море.

Заключение

Тематическое исследование экстремального шторма в ноябре 2023 г. на Черном море представило детальную картину развития шторма в терминах полей физических характеристик волн – высот значительных волн, направлений и периодов волн спектрального пика. Расчет атмосферных полей был выполнен с помощью модели *WRF*, расчет волновых полей – с помощью модели *SWAN*. Для проверки результатов моделирования были использованы доступные данные спутниковых альтиметров, волнового скаттерометра *CFOSAT SWIM* и радаров с синтезированием апертуры, причем данные *SWIM* были использованы для анализа черноморского шторма, по-видимому, впервые. Данные контактных измерений, проведенных в период шторма штатным оборудованием с океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН, предоставили подробную информацию о шторме в точке прибрежной зоны Южного берега Крыма, где расположена платформа. Для расчета волн в окрестности океанографической платформы с помощью модели *SWAN* был использован четырехшаговый метод вложенных сеток. Таким образом, выполнено комплексное исследование конкретного катастрофического события с экстремальными характеристиками волн.

Совместный анализ полученных результатов позволяет сделать следующие утверждения:

– результаты модельных расчетов подтверждаются большим объемом спутниковых данных. Расчет характеристик волн вблизи океанографической

платформы согласуется с контактными измерениями, выполненными с платформы;

– при шторме в ноябре 2023 г. в Черном море максимальные высоты волн и максимальные периоды волн превышали 9 м и 13 с соответственно;

– поскольку использованные конфигурации моделей позволили получить поля физических характеристик волн с высокой степенью достоверности без привлечения дополнительных источников информации, их можно применять для надежного прогноза экстремальных штормов на Черном море;

– затенение волн Крымским п-овом привело к понижению в два раза и более высоты экстремальных волн в протяженной прибрежной акватории от южной оконечности полуострова до м. Чауда, существенно уменьшив там опасности и риски, связанные с экстремальным штормом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Репетин Л. Н.*, *Белокопытов В. Н.*, *Липченко М. М.* Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. Вып. 9. С. 13–28. EDN ZREIKZ.
2. *Горячкин Ю. Н.*, *Репетин Л. Н.* Штормовой ветро-волновой режим у Черноморского побережья Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. Вып. 19. С. 56–69. EDN YKTSVR.
3. Extreme wind waves in the Black Sea / B. V. Divinsky [et al.] / Oceanologia. 2020. Vol. 62, iss. 1. P. 23–30. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2019.06.003
4. *Дивинский Б. В.*, *Косьян Р. Д.* Волновой климат прибрежной зоны Крымского полуострова // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 2. С. 101–110. EDN YNHCPR. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-2-101-110
5. *Akpınar A.*, *Bingolbali B.* Long-term variations of wind and wave conditions in the coastal regions of the Black Sea // Natural Hazards. 2016. Vol. 84, iss. 1. P. 69–92. https://doi.org/10.1007/s11069-016-2407-9
6. *Полонский А. Б.*, *Фомин В. В.*, *Гармашов А. В.* Характеристики ветрового волнения Черного моря // Доповіді Національної академії наук України. 2011. № 8. С. 108–112.
7. *Ефимов В. В.*, *Комаровская О. И.* Атлас экстремального ветрового волнения Черного моря // Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 59 с.
8. *Дивинский Б. В.*, *Куклев С. Б.* Климатические колебания некоторых волновых параметров на входе в Новороссийскую бухту // Океанология. 2022. Т. 62, № 2. С. 186–193. EDN MQJBHB. https://doi.org/10.31857/S0030157422020034
9. *Rusu L.* Assessment of the wave energy in the Black Sea based on a 15-year hindcast with data assimilation // Energies. 2015. Vol. 8, iss. 9. P. 10370–10388. https://doi.org/10.3390/en80910370
10. Risk assessment of encountering killer waves in the Black Sea / V. A. Ivanov [et al.] // Geography, Environment, Sustainability. 2012. Vol. 5, no. 1. P. 84–111. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2012-5-1-84-111
11. Atmospheric modeling for advance warning of weather disasters in the Black Sea region / V. A. Ivanov [et al.] // Geography, Environment, Sustainability. 2013. Vol. 6, no. 4. P. 31–47. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2013-6-4-31-47
12. Observing sea states / F. Ardhuin [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. 124. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00124
13. *Rusu E.* Reliability and applications of the numerical wave predictions in the Black Sea // Frontiers in Marine Science. 2016. Vol. 3. 95. https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00095

14. Ветровые волны в прибрежной зоне Южного берега Крыма – оценка качества моделирования на основе морских натурных измерений / М. В. Шокуров [и др.] // Океанология. 2016. Т. 56, № 2. С. 230–241. EDN VRYSVD. https://doi.org/10.7868/S0030157416020192

15. *Divinsky B. V.*, *Kosyan R. D.* Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years // Continental Shelf Research. 2017. Vol. 136. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008

16. *Myslenkov S.*, *Chernyshova A.* Comparing wave heights simulated in the Black sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. Vol. 16, iss. 5. ES5002. EDN XEUAAR. https://doi.org/10.2205/2016ES000579

17. *Gippius F. N.*, *Myslenkov S. A.* Black Sea wind wave climate with a focus on coastal regions // Ocean Engineering. 2020. Vol. 218. 108199. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108199

18. Quality of the wind wave forecast in the Black Sea including storm wave analysis / S. Myslenkov [et al.] // Sustainability. 2021. Vol. 13, iss. 23. 13099. https://doi.org/10.3390/su132313099

19. *Booij N.*, *Ris R. C.*, *Holthuijsen L. H.* A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104, iss. C4. P. 7649–7666. https://doi.org/10.1029/98JC02622

20. *Zijlema M.*, *Van der Westhuysen A. J.* On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary SWAN simulations of nearshore wind wave spectra // Coastal Engineering. 2005. Vol. 52, iss. 3. P. 237–256. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.12.006

21. Модернизированная система оперативного прогноза морского волнения Черноморского центра морских прогнозов / Ю. Б. Ратнер [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 623–640. EDN ZHGTLY. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-5-623-640

22. *Фомин В. В.*, *Полозок А. А.* Особенности ветрового волнения в Балаклавской бухте в экстремальных ветровых условиях // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. № 1. С. 5–22. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2021-1-5-22

23. *Zijlema M.*, *van Vledder G. Ph.*, *Holthuijsen L. H.* Bottom friction and wind drag for wave models // Coastal Engineering. 2012. Vol. 65. P. 19–26. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.03.002

24. *Komen G. J.*, *Hasselmann S.*, *Hasselmann K.* On the existence of a fully developed wind-sea spectrum // Journal of Physical Oceanography. 1984. Vol. 14, iss. 8. P. 1271–1285. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2

25. *Madsen O. S.*, *Poon Y.-K.*, *Graber H. C.* Spectral Wave Attenuation by Bottom Friction: Theory // Coastal Engineering Proceedings. 1988. Vol. 1, no. 21. 34. https://doi.org/10.9753/icce.v21.34

26. *Смолов В. Е.*, *Розвадовский А. Ф.* Применение платформы *Arduino* для регистрации ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 467–479. EDN AKIIBG. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-467-479

27. *Ефимов В. В.* Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. Киев : Наукова думка, 1981. 256 с.

28. *Krogstad H. E.* Conventional analysis of wave measurement arrays // Measuring and analysing the directional spectrum of ocean waves / D. Hauser [et al.]. Luxembourg : Office for Official Publications of the European Communities, 2005. P. 56–71. http://dx.doi.org/10.25607/OBP-811

29. *Dulov V.*, *Kudryavtsev V.*, *Skiba E.* On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model // Ocean Modelling. 2020. Vol. 153. 101676. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676

30. *Yurovsky Yu. Yu.*, *Dulov V. A.* MEMS-based wave buoy: Towards short wind-wave sensing // Ocean Engineering. 2020. Vol. 217. 108043. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108043

31. New observations from the SWIM radar on-board CFOSAT: Instrument validation and ocean wave measurement assessment / D. Hauser [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2021. Vol. 59, iss. 1. P. 5–26. https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2994372

32. CFOSAT: Latest improvements in the swim products and contributions in oceanography / L. Hermozo [et al.] // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. GRSS, 2022. P. 6768–6771. https://doi.org/10.1109/IGARSS46834.2022.9883958

33. Validation of wave spectral partitions from SWIM instrument on-board CFOSAT against in situ data / H. Jiang [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2022. Vol. 60. 4204013. https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3110952

34. Combined co- and cross-polarized SAR measurements under extreme wind conditions / A. A. Mouche [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2017. Vol. 55, no. 12. P. 6746–6755. https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2732508

35. *Collard F.*, *Ardhuin F.*, *Chapron B.* Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, iss. C7. C07023. https://doi.org/10.1029/2008JC005215

36. Шторм 11 ноября 2007 г. в Керченском проливе: хроника событий, математическое моделирование и географо-экологический анализ нефтяного разлива / С. Н. Овсиенко [и др.] // Труды государственного океанографического института. 2008. Т. 211. С. 307–339. EDN PXMGNF.

37. *Филлипс О. М.* Динамика верхнего слоя океана. Л. : Гидрометеоиздат, 1980. 320 с.

38. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave project (JONSWAP) / K. Hasselmann [et al.]. Hamburg : Deutschen Hydrographischen Institut, 1973. 95 p. (Ergänzungsheft zur Deutsche Hydrographische Zeitschrift. Reihe A. ; vol. A8, nr. 12). https://doi.org/citeulike-article-id:2710264

39. *Ardhuin F.*, *Chapron B.*, *Collard F.* Observation of swell dissipation across oceans // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36, iss. 6. L06607. https://doi.org/10.1029/2008GL037030

40. *Babanin A. V.*, *Jiang H.* Ocean swell: how much do we know // Proceedings of the ASME 2017 36th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering. ASME, 2017. Vol. 3A : Structures, Safety and Reliability. V03AT02A010. https://doi.org/10.1115/OMAE2017-61692

41. Waves and swells in high wind and extreme fetches, measurements in the Southern Ocean / A. V. Babanin [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. 361. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361

42. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation / F. Ardhuin [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2010. Vol. 40, iss. 9. P. 1917–1941. https://doi.org/10.1175/2010JPO4324.1

43. *Badulin S. I.*, *Zakharov V. E.* Ocean swell within the kinetic equation for water waves // Nonlinear Processes in Geophysics. 2017. Vol. 24, iss. 2. P. 237–253. https://doi.org/10.5194/npg-24-237-2017

44. *Kudryavtsev V.*, *Yurovskaya M.*, *Chapron B*. 2D parametric model for surface wave development under varying wind field in space and time // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 126, iss. 4. e2020JC016915. https://doi.org/10.1029/2020JC016915

45. *Yurovskaya M.*, *Kudryavtsev V.*, *Chapron B.* A self-similar description of the wave fields generated by tropical cyclones // Ocean Modelling. 2023. Vol. 183. 102184. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2023.102184

46. In situ validation of altimetry and CFOSAT SWIM measurements in a high wave environment / A. Hay [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2023. Vol. 40, iss. 10. P. 1137–1152. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-23-0031.1

47. *Woo H.-J.*, *Park K.-A*. Validation of significant wave height from Jason-3 and Sentinel-3A/B and relation to tidal currents in coastal regions of the Korean Peninsula // International Journal of Remote Sensing. 2022. Vol. 43, iss. 3. P. 961–996. https://doi.org/10.1080/01431161.2022.2026520

48. The WAM model – A third generation ocean wave prediction model / WAMDI Group // Journal of Physical Oceanography. 1988. Vol. 18, iss. 12. P. 1775–1810. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2

49. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts / X. Bertin [et al.] // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 177. P. 774–799. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002

50. *Долгих Г. И.*, *Плотников А. А.* Особенности возникновения морских инфрагравитационных волн // Метеорология и гидрология. 2018. № 8. С. 33–38. EDN XZITPV.

51. *Nose T.*, *Babanin A.*, *Ewans K.* Directional characteristics of infragravity waves during storms in the nearshore coastal region // Journal of Coastal Research. 2024. Vol. 40, iss. 2. P. 353–363. https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-23-00015.1

Об авторах:

Дулов Владимир Александрович, главный научный сотрудник, лаборатория прикладной физики моря, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0038-7255**, **ResearcherID: F-8868-2014**, **SPIN-код: 8303-6244**, dulov1952@gmail.com

Юровская Мария Владимировна, старший научный сотрудник, лаборатория прикладной физики моря, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6607-4641**, **ResearcherID: F-8957-2014**, **SPIN-код: 9366-9773**, mvkosnik@gmail.com

Фомин Владимир Владимирович, главный научный сотрудник, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-9070-4460**, **ResearcherID: H-8185-2015**, **SPIN-код: 6992-2688**, v.fomin@mhi-ras.ru

Шокуров Михаил Викторович, ведущий научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1595-8281**, **ResearcherID: M-7160-2017**, **SPIN-код: 9445-5295**, shokurov.m@gmail.com

Юровский Юрий Юрьевич, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией прикладной физики моря, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **Scopus Author ID: 24377122700**, **ORCID ID: 0000-0002-9995-3965**, **ResearcherID: F-8907-2014**, **SPIN-код: 8482-5777**, y.yurovsky@mhi-ras.ru

Барабанов Владислав Сергеевич, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID:0000-0002-2689-161X**, **ResearcherID: C-6007-2013**, **SPIN-код: 2761-7629**, wbarbs@gmail.com

Гармашов Антон Викторович, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4412-2483**, **ResearcherID: P-4155-2017**, **SPIN-код: 8941-9305**, ant.gar@mail.ru

Морской гидрофизический институт РАН

Подписку на очередные номера «Морского гидрофизического журнала» можно оформить по Интернет каталогу «Пресса по подписке» (индекс 93632).

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»
Тел.: +7 (8692) 54-02-23
Сайт «Морского гидрофизического журнала»: мгфж.рф
Physical Oceanography (англоязычная версия): http://www.physical-oceanography.ru
E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Л. Г. Анисимова, Н. Б. Мороз
Компьютерная верстка: Л. А. Иванчик
Перевод: Т. А. Кузнецова, Е. Е. Петрова, Д. Б. Галаев
Информационная поддержка сайта журнала: А. О. Конопляников
Дизайн обложки: П. В. Поликарпов

Подписано в печать 03.04.2024 г. Дата выхода в свет 26.04.2024 г. Формат 70 × 108 1/16.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.
Бумага офсетная. Тираж 100 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56