

ISSN 0233-7584

Том 39, № 6

Ноябрь – Декабрь

2023

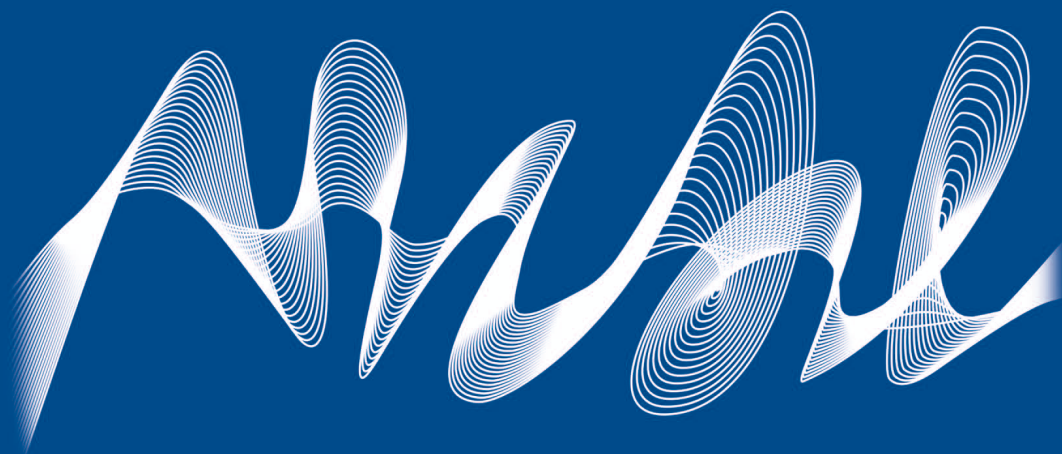


Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф

Тематический выпуск

«Характеристики и процессы эволюции морских систем»



Под редакцией

члена-корреспондента РАН С. К. Коновалова,
кандидата физико-математических наук А. А. Букатова

ISSN 0233-7584

Том 39, № 6. 2023

Ноябрь – Декабрь

Сквозной номер выпуска – 234

Основан в январе 1985 года

Выходит 6 раз в год

Vol. 39, no. 6. 2023

November – December

Continuous issue – 234

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

Scientific and theoretical journal

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:

FOUNDER AND PUBLISHER:

Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки Федеральный
исследовательский центр «Морской
гидрофизический институт РАН»

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 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 квартал)

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: mifj.ras.ru

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Коновалов Сергей Карпович – главный редактор, директор ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-5200-8448, secretary@mhi-ras.ru (Севастополь, Россия)

Белокопытов Владимир Николаевич – заместитель главного редактора, заведующий отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0003-4699-9588 (Севастополь, Россия)

Кубряков Александр Иванович – заместитель главного редактора, зам. директора по научной работе ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0003-1899-9230 (Севастополь, Россия)

Ивашенко Игорь Кондратьевич – ответственный секретарь, старший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. э. н. (Севастополь, Россия)

Артамонов Юрий Владимирович – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ResearcherID: AAC-6651-2020 (Севастополь, Россия)

Бердников Сергей Владимирович – директор ЮНЦ РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-3095-5532 (Ростов-на-Дону, Россия)

Бондур Валерий Григорьевич – научный руководитель ФГБНУ НИИ «АЭРОКОСМОС», академик РАН, д. т. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2049-6176 (Москва, Россия)

Васечкина Елена Федоровна – заместитель директора по научно-методической и образовательной работе ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Севастополь, Россия)

Гертман Исаак – глава департамента Израильского океанографического и лимнологического исследовательского центра, к. г. н., ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Хайфа, Израиль)

Гимпилович Юрий Борисович – директор Института радиоэлектроники и информационной безопасности, СевГУ, д. т. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2424-0557 (Севастополь, Россия)

Грязин Дмитрий Геннадьевич – главный метролог ГНЦ РФ АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», д. т. н., профессор кафедры мехатроники ИТМО, Scopus Author ID: 25638150600 (Санкт-Петербург, Россия)

Деметрашвили Демури Ильич – главный научный сотрудник Института геофизики им. М. Нодиа Тбилисского государственного университета им. Ив. Джавахишвили, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Тбилиси, Грузия)

Добролюбов Сергей Анатольевич – декан географического факультета МГУ, член-корреспондент РАН, д. г. н., проф., ResearcherID: A-9688-2012 (Москва, Россия)

Долгих Григорий Иванович – директор ТОИ ЛВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Владивосток, Россия)

Дулов Владимир Александрович – зав. лабораторией ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Севастополь, Россия)

Ефимов Владимир Васильевич – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: P-2063-2017 (Севастополь, Россия)

Заболотских Елизавета Валерьяновна – ведущий научный сотрудник РГГМУ, д. ф.-м. н., Scopus Author ID: 6506482460 (Санкт-Петербург, Россия)

Залесный Владимир Борисович – ведущий научный сотрудник ИВМ РАН, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Москва, Россия)

Зацепин Андрей Георгиевич – руководитель лаборатории ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Москва, Россия)

Зоидатис Джордж – старший научный сотрудник Института прикладной и вычислительной математики Фонда исследований и технологий – Эллада, Ph.D., ResearcherID: J-3032-2013 (Крит, Греция)

Ибраев Рашит Ахметзиевич – главный научный сотрудник ИВМ РАН, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Москва, Россия)

Кныш Василий Васильевич – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: B-3603-2018 (Севастополь, Россия)

Коротаев Геннадий Константинович – научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: K-3408-2017 (Севастополь, Россия)

Кудряцев Владимир Николаевич – исполнительный директор Лаборатории спутниковой океанографии РГГУ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: G-1502-2014 (Санкт-Петербург, Россия)

Ли Михаил Ен Гон – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Севастополь, Россия)

Матишов Геннадий Григорьевич – заместитель президента РАН, научный руководитель ЮНЦ РАН, ММБИ КНЦ РАН, академик РАН, д. г. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Ростов-на-Дону, Россия)

Мотыжев Сергей Владимирович – главный научный сотрудник НИЛ «Морские наблюдательные системы» СевГУ, д. т. н., ResearcherID: G-2784-2014 (Севастополь, Россия)

Римский-Корсаков Николай Андреевич – зам. директора по направлению Морская техника ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, д. т. н., ResearcherID: K-8378-2017 (Москва, Россия)

Рубино Анджело – Ph.D., профессор Università Ca' Foscari, ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Венеция, Италия)

Самодуров Анатолий Сергеевич – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: V-8642-2017 (Севастополь, Россия)

Фомин Владимир Владимирович – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Севастополь, Россия)

Шапиро Георгий Исидорович – профессор Плимутского университета, руководитель Плимутского центра океанских прогнозов, д. ф.-м. н. (Плимут, Англия)

Шапиро Наум Борисович – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: A-8585-2017 (Севастополь, Россия)

Шокуров Михаил Викторович – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Севастополь, Россия)

EDITORIAL BOARD

- Sergey K. Kononov** – Editor-in-Chief, Director of FSBSI FRC MHI, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-5200-8448, secretary@mhi-ras.ru (Sevastopol, Russia)
- Vladimir N. Belokopytov** – Deputy Editor-in-Chief, Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0003-4699-9588, (Sevastopol, Russia)
- Aleksandr I. Kubryakov** – Deputy Editor-in-Chief, Deputy Director for Science, FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1899-9230, ResearcherID: F-8959-2014, (Sevastopol, Russia)
- Igor K. Ivashchenko** – Executive Editor, Senior Scientist of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Econ.), (Sevastopol, Russia)
- Yuri V. Artamonov** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ResearcherID: AAC-6651-2020 (Sevastopol, Russia)
- Sergey V. Berdnikov** – Director of FRC SSC of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-3095-5532 (Rostov-on-Don, Russia)
- Valery G. Bondur** – Scientific Supervisor of FSBSI “AEROKOSMOS”, academician of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0002-2049-6176, (Moscow, Russia)
- Demuri I. Demetrashvili** – Chief Scientist in the Nodia Institute of Geophysics of the Javakishvili Tbilisi State University, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Tbilisi, Georgia)
- Sergey A. Dobrolyubov** – Dean of Faculty of Geography of MSU, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ResearcherID: A-9688-2012 (Moscow, Russia)
- Grigiry I. Dolgikh** – Director of POI FEB of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Vladivostok, Russia)
- Vladimir A. Dulov** – Head of Laboratory of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255, (Sevastopol, Russia)
- Vladimir V. Efimov** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: P-2063-2017, (Sevastopol, Russia)
- Vladimir V. Fomin** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9070-4460, (Sevastopol, Russia)
- Isaac Gertman** – Head of the Physical Oceanography Department of Israel Oceanographic & Limnological Research, Head of IOLR data center ISRAMAR, Ph.D. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Haifa, Israel)
- Yuri B. Gimpilevich** – Director of Institute of Radio-electronics and Information Security of SevSU, Dr.Sci. (Techn.), prof., ORCID ID: 0000-0002-2424-0557, (Sevastopol, Russia)
- Dmitry G. Gryazyn** – Chief Metrologist of SRC of FRC “CSRI “Elektropribor”, JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics dep., ITMO University, Scopus AuthorID: 25638150600, (Saint Petersburg, Russia)
- Rashit A. Ibraev** – Chief Scientist Researcher of INM of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Moscow, Russia)
- Vasily V. Knysh** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: B-3603-2018 (Sevastopol, Russia)
- Gennady K. Korotaev** – Scientific Supervisor of FSBSI FRC MHI, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: K-3408-2017 (Sevastopol, Russia)
- Vladimir N. Kudryavtsev** – Executive Director of Satellite Oceanography Laboratory of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: G-1502-2014 (Saint-Petersburg, Russia)
- Michael E. G. Lee** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Sevastopol, Russia)
- Gennady G. Matishov** – Deputy President of RAS, Scientific Supervisor of SSC of RAS, MMBI KSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)
- Sergey V. Motyzhev** – Chief Scientist Researcher of SRL “Marine Observation Systems” of SevSU, Dr.Sci. (Techn.), ResearcherID: G-2784-2014 (Sevastopol, Russia)
- Nickolay A. Rimski-Korsakov** – Deputy Director (Marine Engineering) of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ResearcherID: K-8378-2017 (Moscow, Russia)
- Angelo Rubino** – Professor of Ca' Foscari University, Ph.D. (Phys. Oceanogr.), ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Venice, Italy)
- Anatoly S. Samodurov** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: V-8642-2017 (Sevastopol, Russia)
- Georgy I. Shapiro** – Head of Plymouth Ocean Forecasting Centre of the University of Plymouth, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof. in Phys. Oceanogr., (Plymouth, Great Britain)
- Naum B. Shapiro** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: A-8585-2017 (Sevastopol, Russia)
- Mikhail V. Shokurov** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Sevastopol, Russia)
- Elena F. Vasechkina** – Deputy Director of FSBSI FRC MHI, Chief Research Associate of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Sevastopol, Russia)
- Elizaveta V. Zabolotskikh** – Head Scientist Researcher of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), Scopus Author ID: 6506482460 (Saint Petersburg, Russian)
- Vladimir B. Zalesny** – Head Scientific Researcher of INM of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Moscow, Russia)
- Andrey G. Zatsepin** – Chief of Laboratory of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Moscow, Russia)
- George Zodiatis** – Senior Researcher of Institute of Applied and Computational Mathematics of the Foundation for Research and Technology – Hellas, Ph.D. (Oceanol.), ResearcherID: J-3032-2013 (Crete, Greece)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 39, № 6. 2023

ноябрь – декабрь, 2023

ТЕМАТИЧЕСКИЙ ВЫПУСК

«Характеристики и процессы эволюции морских систем»

Под редакцией члена-корреспондента РАН С. К. Коновалова,
кандидата физико-математических наук А. А. Букатова

ТЕРМОГИДРОДИНАМИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

- Самодуров А. С., Чухарев А. М., Казаков Д. А., Павлов М. И., Коржуев В. А.
Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные
исследования и моделирование 735

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

- Бердников С. В., Кулыгин В. В., Дашкевич Л. В. Причины стремительного
роста солености воды Азовского моря в XXI веке 760

- Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А. Региональные особенности
плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн
в арктических морях 779

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Капустина М. В., Зимин А. В. Изменчивость характеристик апвеллинга
в юго-восточной части Балтийского моря в первые два десятилетия XXI
века 797

- Кориненко А. Е., Малиновский В. В. Натурные исследования геометриче-
ских размеров обрушений гравитационных волн 814

- Козловская О. Н., Кременчуцкий Д. А., Шибецкая Ю. Г., Разина В. А.,
Бежин Н. А. Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в поверхностном слое вод
Черного моря 831

- Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В., Никольский Н. В.
Синоптическая изменчивость температуры воды у берегов Крыма летом
2022 года по данным контактных и спутниковых измерений 851

- Вареник А. В., Кондратьев С. И., Медведев Е. В., Хоружий Д. С., Орехова Н. А.
Характеристики состояния и эволюции гидрохимической структуры вод
Черного моря 867

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

- Демьшев С. Г., Дымова О. А., Маркова Н. В. Механизмы изменчивости
циркуляции Черного и Мраморного морей на основе численного
анализа энергетики 893

- Алфавитный указатель за 2023 г. 909



Материалы журнала доступны на условиях лицензии Creative
Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)

CONTENTS

Vol. 39, no. 6. 2023

November – December, 2023

TOPICAL ISSUE

“Characteristics and processes of evolution of marine systems”

Edited by Corresponding member of RAS **S. K. Konovalov**,
Ph.D. (phys.-math.) **A. A. Bukatov**

THERMOHYDRODYNAMICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

- Samodurov A. S., Chukharev A. M., Kazakov D. A., Pavlov M. I., Korzhuev V. A.**
Vertical turbulent exchange in the Black Sea: Experimental studies and modeling..... 735

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

- Berdnikov S. V., Kulygin V. V., Dashkevich L. V.** Reasons for rapid increase of
water salinity in the Sea of Azov in the 21st century..... 760
- Bukatov A. A., Solovei N. M., Pavlenko E. A.** Regional features of water density
stratification and internal wave characteristics in the Arctic seas..... 779

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

- Kapustina M. V., Zimin A. V.** Variability of upwelling characteristics in the south-
eastern Baltic Sea in the first two decades of the 21st century 797
- Korinenko A. E., Malinovsky V. V.** Field investigations of the geometric features
of wind wave breaking..... 814
- Kozlovskaja O. N., Kremenchutskii D. A., Shibetskaia Iu. G., Razina V. A.,
Bezhin N. A.** Distribution of ^{228}Ra and ^{226}Ra in the surface layer of the Black
Sea waters 831
- Artamonov Yu. V., Skripaleva E. A., Fedirko A. V., Nikolsky N. V.** Synoptic
variability of water temperature off the Crimea coast in summer 2022 based
on the contact and satellite data 851
- Varenik A. V., Kondratyev S. I., Medvedev E. V., Khoruzhiy D. S., Orekhova N. A.**
Characteristics of state and evolution of the Black Sea hydrochemical
structure 867

MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS

- Demyshev S. G., Dymova O. A., Markova N. V.** Mechanisms of variability of the
Black and Marmara seas circulation based on numerical energy analysis..... 893
- Alphabetical index, 2023..... 909**



All the materials of the journal are available under Creative
Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International

Научная статья

УДК 551.465.15
EDN: LCDZNK

Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные исследования и моделирование

А. С. Самодуров¹, А. М. Чухарев^{1,2} ✉, Д. А. Казаков¹,
М. И. Павлов¹, В. А. Коржув¹

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

² Севастопольский государственный университет

✉ alexchukh@mail.ru

Поступила в редакцию 12.05.2023; одобрена после рецензирования 28.06.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Целью работы является обобщение основных результатов выполненных в последние годы экспериментальных и теоретических исследований вертикального турбулентного обмена в верхнем квазиоднородном и стратифицированных слоях Черного моря.

Методы и результаты. На основании большого объема экспериментальных данных о турбулентной структуре, полученных на научно-исследовательских судах и стационарной океанографической платформе с применением современной быстродействующей аппаратуры в сочетании с традиционными измерениями основных гидрофизических характеристик предложены уравнения полумпирических зависимостей интенсивности турбулентности от определяющих параметров. Экспериментальные данные использовались для верификации теоретических моделей и уточнения эмпирических коэффициентов в предложенных уравнениях. Многомасштабная модель применялась в дополнение к модели Крауса – Тернера для достоверного прогноза заглупления верхнего квазиоднородного слоя после прохождения шторма. Скорость диссипации турбулентной энергии и коэффициент турбулентной диффузии в стратифицированных слоях определялись по данным о микроструктуре гидрофизических полей. Зависимости коэффициента от частоты плавучести в разных слоях выражаются степенной функцией с отличающимися показателями.

Выводы. Детальное рассмотрение условий стратификации и большой массив данных зондирований позволили выделить в толще моря пять различных слоев с отличающимися градиентами плотности и различными доминирующими механизмами генерации турбулентности. Такая дифференциация уточняет выражения, описывающие интенсивность турбулентной диффузии в зависимости от глубины слоя и физико-географических условий, влияющих на вертикальный обмен. Полученные степенные зависимости в целом хорошо согласуются с 1,5D-моделью вертикального обмена для Черного моря, разработанной ранее. Предложенный учет влияния механизмов генерации турбулентности в верхнем квазиоднородном слое улучшает соответствие модельных расчетов и экспериментальных данных. Модель Крауса – Тернера, дополненная многомасштабной моделью турбулентности, позволяет прогнозировать заглупление перемешанного слоя, вызванное штормовыми условиями.

Ключевые слова: Черное море, турбулентный обмен, верхний квазиоднородный слой, стратифицированные слои, скорость диссипации, коэффициент турбулентной диффузии, моделирование, экспериментальные данные

© Самодуров А. С., Чухарев А. М., Казаков Д. А., Павлов М. И., Коржув В. А., 2023

Благодарности: в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2021-0004 «Океанологические процессы» выполнены все экспериментальные исследования, обработка и частичный анализ данных, модернизация многомасштабной модели для приповерхностного слоя и уточнение функциональных зависимостей коэффициента турбулентной диффузии в стратифицированных слоях. При финансовой поддержке гранта РФФ 22-17-00150 проведены моделирование и анализ динамики толщины ВКС в экспериментах, анализ записей и параметризация циркуляций Ленгмюра.

Для цитирования: Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные исследования и моделирование / А. С. Самодуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 735–759. EDN LCDZNK.

Original article

Vertical Turbulent Exchange in the Black Sea: Experimental Studies and Modeling

A. S. Samodurov¹, A. M. Chukharev^{1, 2} ✉, D. A. Kazakov¹,
M. I. Pavlov¹, V. A. Korzhuev¹

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

²Sevastopol State University, Sevastopol, Russia

✉ alexchukh@mail.ru

Abstract

Purpose. The paper is purposed at summarizing the main results of experimental and theoretical studies of vertical turbulent exchange in the upper mixed and stratified layers of the Black Sea carried out in recent years.

Methods and Results. The equations for semi-empirical dependences of turbulence intensity on the governing parameters are proposed, based on a large amount of experimental data on the turbulent structure obtained at the research vessels and the stationary oceanographic platform using modern high-frequency equipment combined with the conventional measurements of main hydrophysical characteristics. The experimental data obtained were used to verify the theoretical models and to specify the empirical coefficients in the proposed equations. A multiscale model was applied additionally to the Kraus – Turner model to forecast reliably the upper mixed layer deepening after a storm has passed. The turbulent energy dissipation rate and the turbulent diffusion coefficient in the stratified layers were found using the data on microstructure of the hydrophysical fields. The coefficient dependences on buoyancy frequency in different layers are expressed by a power function with different degree indices. *Conclusions.* Having been examined in detail, the stratification conditions as well as the large array of sounding data made it possible to identify five layers with different density gradients and different mechanisms dominant in generating turbulence. Such a differentiation specifies the expressions describing the turbulent diffusion intensity depending on the layer depth and the physical and geographical conditions affecting vertical exchange. On the whole, the resulting power-law dependences agree well with the earlier developed 1.5D model of vertical turbulent exchange for the Black Sea. The proposed way of considering the effect of the turbulence generation mechanisms in the upper mixed layer improves the correspondence between the model calculations and the experimental data. The Kraus – Turner model supplemented with the multiscale turbulence model permits to forecast deepening of the mixed layer resulting from storm conditions.

Keywords: Black Sea, turbulent exchange, upper mixed layer, stratified layers, dissipation rate, turbulent diffusion coefficient, modeling, experimental data

Acknowledgements: Within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI, theme FNNN-2021-0004 “Oceanological processes”, the experimental studies, data processing and partial analysis, modernization of a multiscale model for the sea surface layer, and specification of functional dependencies of the turbulent diffusion coefficient in stratified layers were implemented. Modeling and

analysis of the UML thickness dynamics in the experiments, records analysis and parameterization of the Langmuir circulation were performed with financial support the RSF grant 22-17-00150.

For citation: Samodurov, A.S., Chukharev, A.M., Kazakov, D.A., Pavlov, M.I. and Korzhuev, V.A., 2023. Vertical Turbulent Exchange in the Black Sea: Experimental Studies and Modeling. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 689-713.

1. Введение

Вертикальный турбулентный обмен играет существенную роль во всех океанологических процессах: физических, химических, биологических, во многом определяет способность моря к самоочищению, переносу естественных и антропогенных примесей. Вертикальное распределение температуры, солености, биогенных элементов, кислорода зависит от интенсивности турбулентного перемешивания, его пространственной и временной изменчивости. Процессы на поверхности моря, связь между поверхностными и гравитационными волнами, ветром и течениями в прилегающих пограничных слоях являются важнейшими факторами в глобальной климатической системе [1].

Принципиально важным фактором, влияющим на развитие и интенсивность вертикального обмена в океане, является плотностная стратификация. Механизмы генерации турбулентности в верхнем квазиоднородном слое и в стратифицированных слоях существенным образом различаются, исследуются они, как правило, разными методами, и используются, соответственно, различные подходы к моделированию.

Для адекватного описания физических и других процессов в верхнем перемешанном слое моря необходимы максимально точное понимание сложных взаимодействий между течением, поверхностным волнением, турбулентностью и соответствующая параметризация. Наиболее распространенный в настоящее время метод – использование полуэмпирических соотношений, которые позволяют оценивать потоки импульса, энергии и вещества с помощью коэффициентов обмена и градиентов соответствующих величин. Однако многообразие гидрометеорологических ситуаций, большая изменчивость этих коэффициентов и отсутствие надежных соотношений для их расчета далеко не всегда позволяют получать удовлетворительное соответствие рассчитанных и измеренных величин.

Различные исследователи доминирующими механизмами генерации турбулентности считали как поверхностные волны [2, 3], так и сдвиг скорости дрейфового течения [4]. В дальнейшем в качестве главного источника турбулентности предполагались обрушивающиеся волны [5], сдвиг скорости дрейфового течения учитывался во вторую очередь. В многомасштабной модели [6] рассматриваются все три перечисленных выше механизма генерации, но в ряде случаев она также не дает хорошего совпадения с экспериментальными результатами. Возможной причиной расхождения модельных расчетов с измерениями является, в частности, отсутствие в модели таких источников турбулентности, как циркуляции Ленгмюра (ЦЛ) и микрообрушения.

В [7] разработано граничное условие с параметризацией волн, зависящей от напряжения ветра. В [8] Л. Канта и К. Клайсон пересмотрели модель замыкания турбулентности для включения эффектов Ленгмюра путем добавления

дрейфа Стокса в уравнение баланса турбулентной энергии. Их результаты показали, что разрушение волн влияет на свойства перемешанного слоя в верхних нескольких метрах, в то время как ячейки Ленгмюра способствовали углублению перемешанного слоя. В работах [9–11] и других рассмотрены различные аспекты волновых обрушений, сделаны экспериментальные оценки параметров, характеризующих потери энергии волны и трансформацию этой энергии в турбулентность.

В основной толще устойчиво стратифицированного океана в удалении от резких фронтальных зон, областей яркого проявления механизмов двойной диффузии и т. п. основным источником поддержания диссипации энергии и вертикальной турбулентной диффузии служит механизм сдвиговой неустойчивости в поле квазиинерционных внутренних волн (ВВ) [12]. Оценкам вклада этого механизма в вертикальный обмен посвящено немало публикаций. Основное направление этих исследований связано с поиском степенных зависимостей скорости диссипации энергии ϵ и связанного с ней через соотношение Осборна [13] коэффициента вертикальной турбулентной диффузии от частоты плавучести N . Зная распределение частоты плавучести по глубине на основе гидрологических наблюдений, легко получить зависимость от глубины коэффициента диффузии.

Для выявления искомым теоретических зависимостей применяются различные подходы. Например, в работах [14–16] используются аналитические и численные модели ВВ, учитывающие механизмы нелинейной передачи энергии к волнам низких частот и малых вертикальных масштабов. В итоге авторы получили квадратичную зависимость скорости диссипации энергии от частоты плавучести. В других работах [17, 18] были получены различные степенные зависимости ϵ от N , в которых показатель степени был от 1 до 2. Отметим, что каждая из указанных моделей предлагает единую степенную зависимость для всего стратифицированного слоя, что, на наш взгляд, не отражает реальную картину процессов вертикального обмена.

Современные данные о тонкой структуре [19] показывают, что турбулентность в глубинных слоях океана (на глубинах до 5300 м со скоростью диссипации порядка $10^{-10} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$) генерируется за счет короткопериодных ($< 0,5$ ч) довольно интенсивных ячеек опрокидывания с вертикальным масштабом менее 5 м. Поскольку обнаружено, что инерционный поддиапазон турбулентности простирается во внутреннюю волновую полосу, опрокидывание происходит преимущественно в результате сдвига скорости течения, связанного с инерционными частотами.

В предыдущих работах, проводившихся в отделе турбулентности в последние годы [20, 21], была построена модель климатического спектра ВВ в океане, которая адекватно описывает наблюдаемую структуру одномерных спектров в океанском пикноклине; а также разработана модель для определения зависимости скорости диссипации турбулентной энергии и коэффициента турбулентной диффузии от локальной частоты плавучести для учета вклада в перемешивание сдвиговой неустойчивости квазиинерционных ВВ. В этой модели рассматриваемая область разделяется на две части: верхний стратифицированный слой и основной пикноклин. Показано, что структура зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии от стратификации

должна быть различной для каждого из рассматриваемых слоев. В работе [20] основное внимание уделяется роли неустойчивости и обрушения инерционно-гравитационных ВВ в переходной зоне, разделяющей шельф и свал глубин, как фактору интенсификации перемешивания и вертикального обмена в верхнем стратифицированном слое Черного моря. В дальнейшем впервые на основе $1,5D$ (полуторамерной) модели в общей стратифицированной глубине Черного моря выделено пять слоев с различными коэффициентами вертикального обмена, зависящими от стратификации [21]. Такой усовершенствованный подход к описанию турбулентной структуры в стратифицированной толще моря позволяет уточнить особенности вертикального обмена в различных слоях, учесть влияние динамических факторов и топографию дна.

На основе экспериментальных данных в наших работах был получен ряд результатов, позволяющих дать более ясную картину зависимости интенсивности турбулентного обмена от условий среды и физических процессов, влияющих на вертикальное перемешивание в квазиоднородном и в стратифицированных слоях Черного моря. Представить обобщенную картину практических методов оценки коэффициентов обмена ставилось в качестве цели данной работы.

2. Турбулентный обмен в верхнем перемешанном слое моря

2.1. Развитие многомасштабной модели турбулентности. Турбулентность вблизи поверхности моря исследуется сотрудниками отдела турбулентности уже довольно длительное время как экспериментально, так и теоретически. В частности, разработанная физико-математическая многомасштабная модель турбулентного обмена в приповерхностном слое достаточно хорошо соответствует экспериментальным данным [6, 22]. Тем не менее нередко наблюдаются ситуации, когда ни одна из рассматривавшихся моделей, включая многомасштабную, не дает хорошего результата. Возможной причиной этого является неполный учет существующих механизмов генерации турбулентности, в частности циркуляций Ленгмюра (ЦЛ) [3].

Методика экспериментального исследования ЦЛ была разработана на основе работ [23–25]. Для регистрации нисходящих и восходящих потоков в зонах конвергенции и дивергенции, возникающих в когерентных структурах Ленгмюра, применяется акустический измеритель *DVS6000* (рис. 1, *a*), расположенный чуть выше середины перемешанного слоя. На этом же горизонте располагается измеритель «Восток-М» (рис. 1, *b*) для регистрации осредненных значений скорости течения, электропроводности и температуры. Позиционный вариант измерительного комплекса «Сигма-1» (рис. 1, *c*) используется для оценки интенсивности турбулентных процессов. Процесс экспериментального изучения ЦЛ заключается в следующем: при установившейся скорости ветра 7–17 м/с на морскую поверхность выбрасываются маркеры в виде листов плотной бумаги размером $\sim 10 \times 15$ см, которые при наличии ЦЛ выстраиваются в хорошо видимые полосы. Оцениваются визуально формирование полос, их ширина, расстояние между полосами, видимыми по маркерам, водорослям или морской пене, в процессе проведения эксперимента проводится

фото- и видеofиксация состояния поверхности. Комплекс «Сигма-1» размещается последовательно на горизонтах от 1 до 7 м для записи пульсационных характеристик с выдержкой на каждом горизонте по 15–20 мин.

Наблюдения сопровождалась регистрацией фоновых гидрометеорологических параметров: скорости и направления ветра, температуры, характеристик волнения.

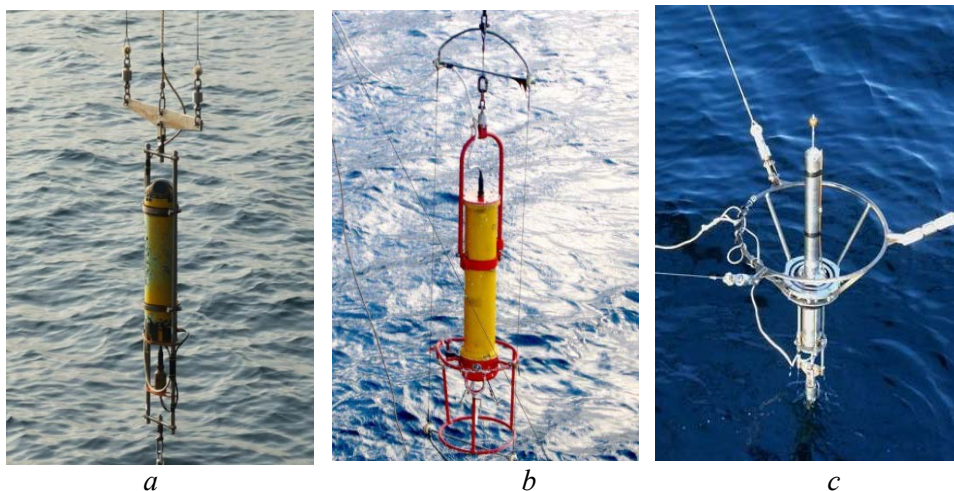


Рис. 1. Набор измерителей для исследования турбулентности в приповерхностном слое моря: *DVS6000* (a), «Восток-М» (b), «Сигма-1» (c)

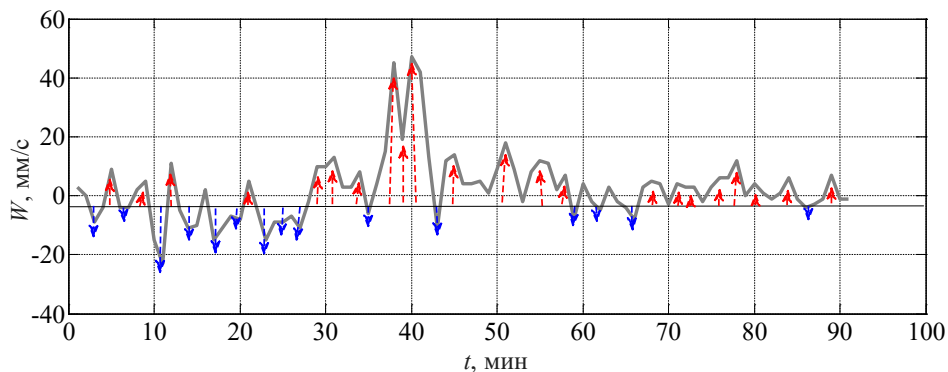
Fig. 1. Set of devices for studying turbulence in the sea near-surface layer: *DVS6000* (a), *Vostok-M* (b) and *Sigma-1* (c)

По визуальным наблюдениям полос Ленгмюра на поверхности установлено:

- при скорости ветра до 4 м/с полосы достаточно слабо выражены;
- визуально хорошо заметными полосы становятся при скорости ветра более 6 м/с;
- при устойчивом ветре со скоростью 9–13 м/с появляются стабильные, четко выраженные полосы;
- при скоростях 16–20 м/с полосы достаточно быстро разрушаются, так как при резком изменении направления ветра полосы не успевают «перестроиться», они неустойчивы и быстро смешиваются.

По непрерывным данным, полученным измерителем скорости течения *DVS6000* в течение нескольких суток, были выделены зоны конвергенции и дивергенции. Поскольку структуры ЦЛ постепенно смещаются вправо от направления ветра, в области измерений мы последовательно видим чередование этих зон. Пример записи изображен на рис. 2 (измерения на горизонте 2,5 м). Следует отметить, что строгая регулярность чередования зон в наших записях встречается далеко не всегда. Вертикальное направление скорости потока в зонах конвергенции и дивергенции обозначено на изображении красными и синими стрелками. В наших данных, как и в данных измерений многих других авторов, в зонах конвергенции скорости выше (амплитуда W на рис. 2), но ширина полос

меньше, чем в зонах дивергенции. В зонах конвергенции обнаружено увеличение горизонтальной скорости течения почти в два раза, что также наблюдалось многими другими авторами. Максимальная скорость смещения структур вправо от направления ветра $V_{\text{смещ}} = 0,014$ м/с зарегистрирована при наибольшей скорости ветра $V_{10} = 11,8$ м/с, когда еще сохранялась устойчивая система ЦЛ.



Р и с. 2. Зоны конвергенции и дивергенции на записи вертикальной составляющей скорости на горизонте 2.5 м в течение 90 мин. Красными и синими стрелками отмечены локальные максимумы скорости в восходящих и нисходящих потоках

F i g. 2. Convergence and divergence zones on the record of vertical velocity component at the 2.5 m horizon during 90 min. Red and blue arrows indicate the local velocity maxima in the upward and downward flows

Различная амплитуда вертикальных скоростей и отсутствие четкой периодичности зон конвергенции и дивергенции на записях объясняется, на наш взгляд, сложной системой ЦЛ: внутри более крупной ячейки Ленгмюра могут располагаться две и более структуры меньших масштабов.

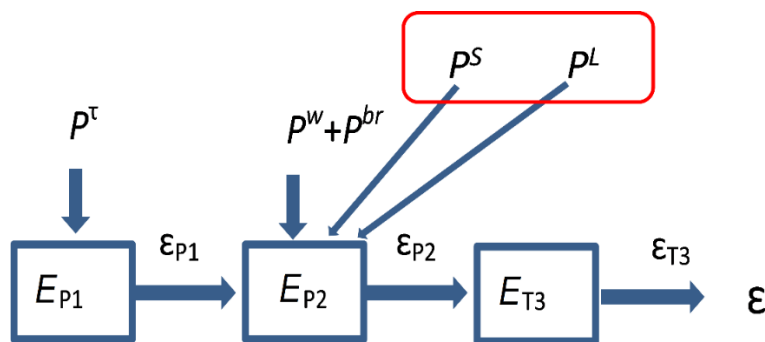
Анализ синхронных записей вертикальных скоростей *DVS6000* и вертикальных пульсаций скорости, регистрируемых комплексом «Сигма», выявил достаточно четкие пики коэффициента положительной и отрицательной взаимной корреляции, но в целом уровень корреляции проанализированных величин оказался невелик, что можно объяснить удаленностью приборов друг от друга.

Статистически достоверной корреляции интенсивности турбулентности (скорости диссипации турбулентной энергии ϵ) с характеристиками ЦЛ на данном этапе установить не удалось. Однако выявлен режим, при котором ЦЛ увеличивают интенсивность турбулентного перемешивания в приповерхностном слое, – это изменения направления ветра на угол $\Delta\alpha$ в диапазоне $10\text{--}20^\circ$ что, на наш взгляд, приводит к перестроению ЦЛ и увеличению неустойчивости движений жидкости. Для параметризации этого процесса и, в конечном итоге, разработки прогностической модели необходимо более глубокое изучение вопроса. Апробированная методика регистрации ЦЛ и учета их влияния на турбулентное перемешивание показала достаточную эффективность, тем не менее некоторые важные характеристики по таким измерениям определить не удастся, в частности пространственную структуру ЦЛ, включая их направление.

Возможно, также требуется более тщательная экспериментальная проверка расчета скорости поперечного смещения структур.

Как уже говорилось, экспериментальные наблюдения ЦЛ проводились с целью их параметризации и включения этого механизма в физико-математические модели турбулентного перемешивания. Наиболее перспективной в этом плане представляется многомасштабная модель турбулентности, в которой уже рассматриваются все основные механизмы генерации турбулентности в приповерхностном слое [6]. В ее новом усовершенствованном варианте добавлена возможность учитывать влияние стокового дрейфа и ЦЛ.

Энергетический спектр в многомасштабной модели разделен на диапазоны, в которых турбулентность генерируется разными механизмами: сдвигом скорости течения (P^{τ}), поверхностными волнами (P^w) и их обрушениями (P^{br}). Дополнительно во второй диапазон вводятся механизмы генерации стоковым дрейфом (P^S) и ЦЛ (P^L). В третьем диапазоне (инерционном) турбулентность не генерируется, а переносится по спектру от малых к большим волновым числам. В каждом из этих диапазонов циркулирует соответствующее количество энергии (E). Схематично расчет в этой модели генерации, передачи энергии по спектру и диссипации (ϵ) представлен на рис. 3.



Р и с. 3. Схема расчета генерации турбулентной энергии, ее передачи по спектру и диссипации в многомасштабной модели [6]

F i g. 3. Scheme of calculating turbulent energy generation, its transfer along the spectrum and dissipation in the multiscale model [6]

Для учета стокового дрейфа рядом исследователей предлагается простое аддитивное соотношение, где рассматривается увеличение суммарного сдвига скорости:

$$P^{\tau} = \nu_t \left(\frac{\partial(U + U_s)}{\partial z} \right)^2.$$

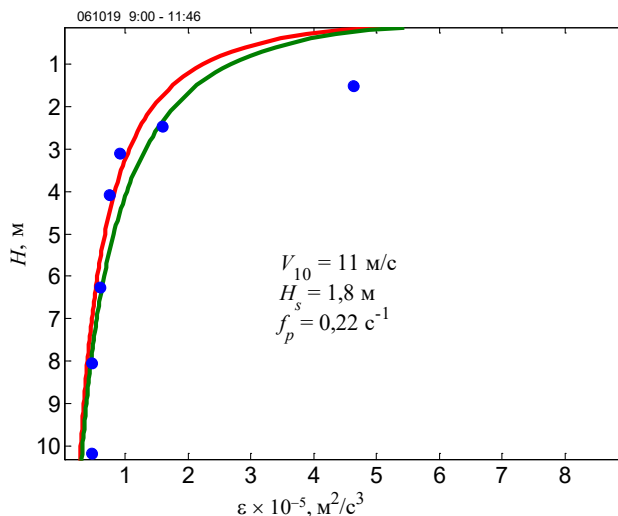
На рис. 4 приведены результаты расчетов по усовершенствованной многомасштабной модели для конкретного случая. Из рисунка видно, что учет влияния стокового дрейфа на скорость диссипации изменяет вид зависимости. Расчеты с реальными входными параметрами, полученными в измерениях (скорость ветра, высота и частота спектрального пика волнения), показывают, что

этот механизм добавляет к суммарной по 30-метровому слою скорости диссипации турбулентной энергии от 2 до 17 %.

Сравнительный анализ экспериментальных данных, полученных нами с помощью указанного выше набора измерительной аппаратуры, с расчетами по многомасштабной модели [6] показал, что включение в модель ЦЛ как источник турбулентности, приводит к улучшению соответствия расчетов и измерений. К сожалению, недостаточная изученность механизма ЦЛ не позволяет на данном этапе применять какой-либо общепринятый метод параметризации. Различными авторами [26–29] предлагаются разные методы учета этого механизма в моделях. В качестве основного параметра обычно рассматривается турбулентное число Ленгмюра, введенное в [30]:

$$La_t = \sqrt{\frac{u_*}{U_{S0}}},$$

где u_* – динамическая скорость в воде; U_{S0} – стоксов дрейф на поверхности.



Р и с. 4. Скорость диссипации турбулентной энергии ε , рассчитанная по многомасштабной модели [6] без учета стокова дрейфа (красная кривая) и с учетом стокова дрейфа (зеленая кривая). Точки – экспериментальные данные; V_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; H_s – высота значительных волн; f_p – частота спектрального пика волнения

F i g. 4. Turbulent energy dissipation rate ε calculated by the multiscale model [6] with no account for the Stokes drift (red curve) and with account for the Stokes drift (green curve). Dots are the experimental data; V_{10} is the wind speed at the 10 m height; H_s is the height of significant waves; f_p is the frequency of spectral peak of sea waves

Фактически число Ленгмюра характеризует относительное влияние вызванного ветром сдвига скорости и сдвига стокова дрейфа на турбулентность пограничного слоя. Стоксов дрейф определяется формулой

$$U_s = A^2 k \omega \exp(-2kz),$$

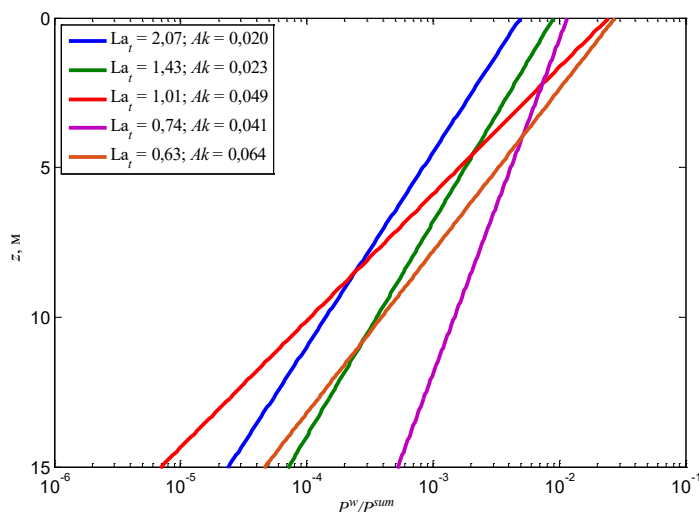
где A , k и ω – амплитуда, волновое число и частота волн соответственно; z – глубина.

Из всех рассмотренных нами параметризаций ЦЛ наиболее подходящей оказалась формула, предложенная в [29]:

$$\frac{\langle w'^2 \rangle}{u_*^2} = \begin{cases} 0,398 + 0,48La_{SL}^{-4/3}, & La_{SL} \leq 1 \\ 0,64 + 3,50 \exp(-2,69La_{SL}), & La_{SL} > 1 \end{cases} \quad (1)$$

где w' – вертикальные пульсации скорости; u_* – динамическая скорость в воде; La_{SL} – число Ленгмюра, рассчитанное по стоксову дрейфу, осредненному по 1/5 верхней части перемешанного слоя. В наших экспериментах вклад ЦЛ в общую турбулизацию мог достигать 15 % (при $La_t = 0,63$).

Одним из отличий указанной многомасштабной модели является наличие в уравнении баланса турбулентной энергии дополнительного члена, описывающего турбулентный перенос волновой кинетической энергии в нижние слои в результате взаимодействия поверхностного волнения и турбулентности [31]. В первоначальной версии модели в качестве масштаба пульсаций скорости использовалась динамическая скорость u_* . Учет ленгмюровской циркуляции в форме формулы (1) приводит к замене динамической скорости на $\sqrt{\langle w'^2 \rangle}$. Как отмечается в [30], в волновом слое отношение $\langle w'^2 \rangle / u_*^2$ может достигать 1,8.



Р и с. 5. Зависимость относительного вклада генерации поверхностным волнением от турбулентного числа Ленгмюра для реальных гидрометеорологических условий [25]. Ak – крутизна волн

Fig. 5. Dependence of the relative contribution of surface wave generation upon the turbulent Langmuir number for real hydrometeorological conditions [25]. Ak is the wave steepness

Результаты расчетов с реальными гидрометеорологическими условиями отношения скорости генерации волновыми движениями к общей скорости генерации турбулентной энергии P^w/P^{sum} с учетом зависимости (1) при разных числах Ленгмюра представлены на рис. 5. То есть рост вертикальной скорости переноса волновой кинетической энергии приводит к увеличению влияния волнения на общую генерацию турбулентности. В определенном смысле

уменьшение числа Ленгмюра характеризует увеличение крутизны поверхностных волн Ak , т. е. усиление нелинейных эффектов в волновых движениях, что приводит к росту общей турбулизации слоя.

2.2. Моделирование динамики верхней границы термоклина. Недостаточно точная параметризация турбулентного перемешивания верхнего квазиоднородного слоя океана нередко приводит к ощутимым систематическим ошибкам определения глубины перемешанного слоя и значений температуры поверхности океана в глобальных климатических моделях. В наших исследованиях проводились натурные наблюдения динамики толщины этого слоя под влиянием штормовых условий и сделана попытка смоделировать этот процесс. За основу бралась одномерная модель сезонного термоклина Крауса – Тернера [32], которая дополнялась соотношениями для расчета генерации турбулентности из многомасштабной модели [6].

Как известно, модель Крауса – Тернера представляет собой систему уравнений, описывающих эволюцию верхней границы сезонного термоклина под влиянием потоков тепла и механического перемешивания:

$$\begin{cases} \frac{dT_s}{dt} = \frac{2}{h^2} \left[(S + B)h - \left(G - D + \frac{S}{\beta} \right) \right] \\ \Lambda \frac{dh}{dt} = \frac{1}{(T_s - T_h)h} \left[2 \left(G - D + \frac{S}{\beta} \right) - (S + B)h \right], \end{cases}$$

где T_s – температура поверхности моря; T_h – температура на глубине h ; h – начальное положение границы термоклина; S – инсоляция; B – потоки тепла (эффективное излучение поверхности моря, потери тепла на испарение, контактный турбулентный обмен с атмосферой); G – вклад механического перемешивания; D – диссипация энергии; β – масштабный коэффициент, характеризующий уменьшение энергии проникающего солнечного излучения с глубиной.

Модернизация модели Крауса – Тернера заключалась в более детальном представлении вклада механической энергии перемешивания, который рассчитывался как

$$G = \frac{1}{g\alpha} \int_0^z \left[P^\tau(z) + P^w(z) + qP^{br}(z) \right] dz,$$

где слагаемые в подынтегральном выражении описывают генерацию турбулентности сдвигом скорости P^τ , поверхностным волнением P^w и обрушивающимися волнами P^{br} ; q – вероятность обрушений; g – ускорение свободного падения; α – коэффициент теплового расширения. Для расчета этих составляющих турбулентной энергии использовались соотношения [6]

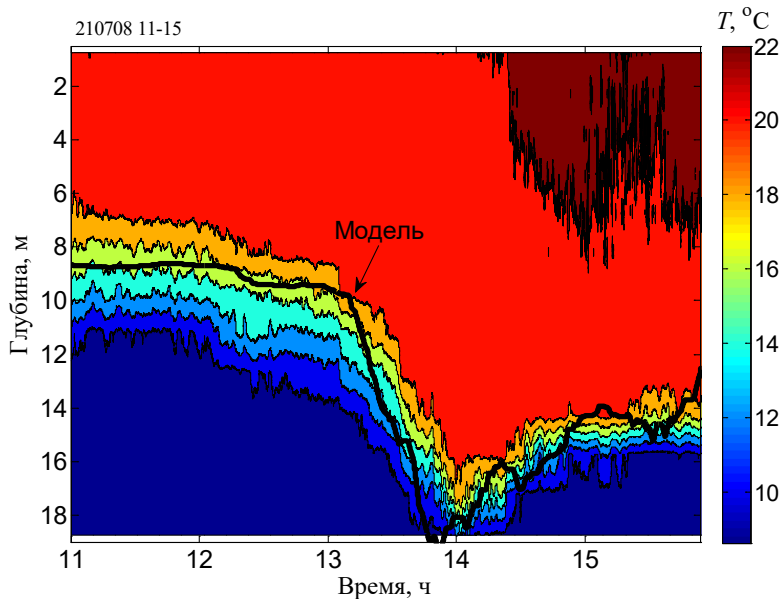
$$P^\tau = \nu_t \left(\frac{dU}{dz} \right)^2; \quad P^w = \sigma_w u_* \frac{dE_w}{dz}; \quad P^{br} = C_{br} \frac{u_0^3}{b_0} \left(1 + C_j \frac{z}{b_0} \right)^{-2,8},$$

где ν_t – коэффициент турбулентной вязкости; u_* – динамическая скорость в воде; κ – постоянная Кармана; U – скорость дрейфового течения; E_w – кинетическая энергия волнения; b_0 – ширина гребня обрушивающейся волны; σ_w , C_{br} , C_j – константы.

Параметризация потоков тепла учитывает воздействие инсоляции, эффективного излучения поверхности моря, испарения и контактного турбулентного обмена в соответствии с эмпирическими формулами Шулейкина¹.

Решение системы уравнения относительно dh позволяет определить положение верхней границы термоклина. Основной акцент на данном этапе делался на оценке влияния турбулентного перемешивания, вызванного штормом, на заглубливание верхней границы сезонного термоклина. Модельные расчеты верифицировались с помощью экспериментальных данных, полученных собственными измерениями, и данных установленного на стационарной платформе МГИ термопрофилера, любезно предоставленных П. В. Гайским. Предполагалось, что основным перемешивающим фактором является турбулентность, которая под воздействием ветра генерируется описанными выше механизмами.

Пример модельного профиля (черная кривая) и данных термопрофилера представлен на рис. 6.



Р и с. 6. Сглаженная модельная кривая динамики толщины верхней границы сезонного термоклина (черная кривая) во время прохождения шторма 8 июля 2021 г. и экспериментальные данные, полученные термопрофилером. Коэффициент корреляции сглаженных модельных данных и натурных измерений составляет $\sim 0,9$

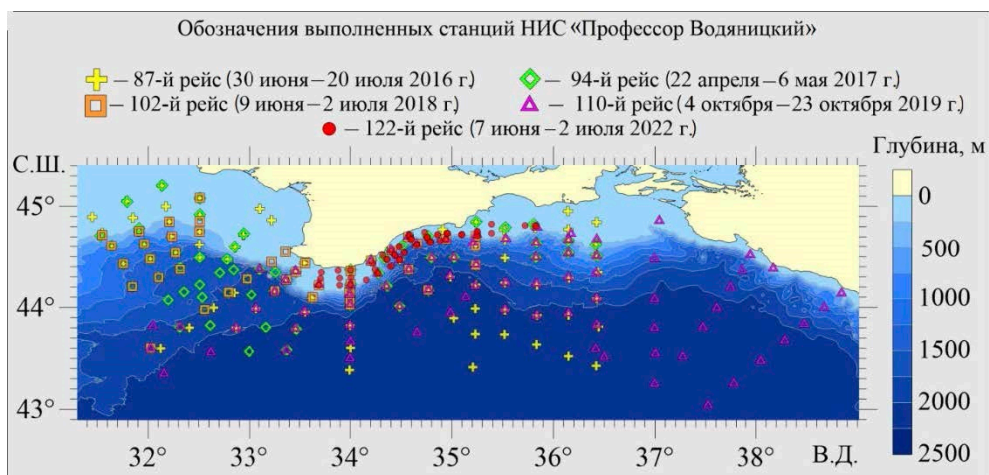
Fig. 6. Smoothed model curve of dynamics of the upper boundary thickness of seasonal thermocline (black curve) during the storm passage on July 8, 2021, and the experimental data obtained by a thermoprofiler. Correlation coefficient between the smoothed model data and the *in situ* measurements is ~ 0.9

¹ Шулейкин В. В. Физика моря. М.: Наука, 1968. 1083 с.

Результаты расчетов по натурным гидрометеорологическим данным показывают, что модель Крауса – Тернера, дополненная соотношениями из многомасштабной модели, вполне удовлетворительно соответствует фактическому изменению толщины верхнего пограничного слоя. Коэффициент корреляции модельных расчетов эволюции профиля температуры с натурными данными в большинстве случаев был в пределах 0,7–0,9. Расхождение наблюдений с модельными расчетами, кроме несовершенства модели, может быть вызвано влиянием неучтенных факторов, влияющих на вертикальный обмен. К этим факторам можно отнести как локальные течения (циклонические и антициклонические), возникающие в прибрежной зоне, так и процессы апвеллинга/даунвеллинга и конвекцию.

3. Вертикальный обмен в стратифицированных слоях

3.1. Область и период исследования. Чтобы получить соотношения для практических оценок коэффициентов диффузии в стратифицированных слоях моря, изучить влияние основных факторов, в том числе параметров стратификации и физико-географических условий, на турбулентный режим, необходимы подробные экспериментальные исследования тонкой и микроструктуры гидрофизических полей на разных глубинах и в различные сезоны. Такие исследования проводились сотрудниками отдела турбулентности в экспедициях на научно-исследовательских судах в Черном море.



Р и с. 7. Карта выполненных станций за весь анализируемый период измерений
F i g. 7. Map of the performed stations over the whole analyzed period of measurements

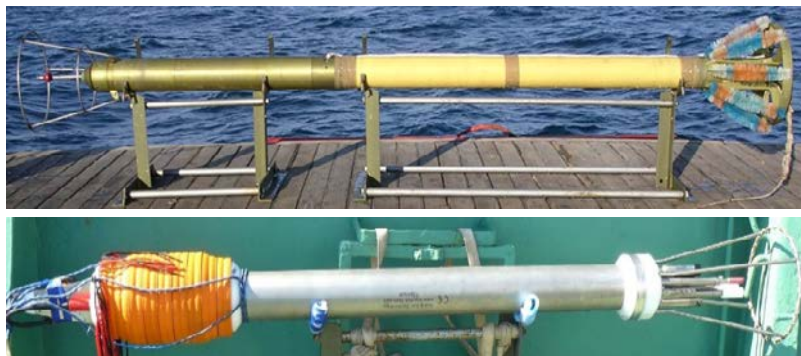
В настоящей работе были использованы результаты гидрологических измерений и данные о микроструктурных профилях гидрофизических полей, полученные в 87, 94, 102, 110 и 122-м рейсах НИС «Профессор Водяницкий» за 2016–2022 гг. Расположение выполненных станций показано на рис. 7, работы по сбору данных о микроструктуре гидрофизических полей были проведены сотрудниками отдела турбулентности. Сбор информации осуществлялся в северной части Черного моря в пределах экономической зоны России с целью

определения характеристик вертикального турбулентного перемешивания и фоновых характеристик среды в исследуемом регионе. В 122-м рейсе благодаря новому микроструктурному зонду была впервые получена информация не только о пульсационных характеристиках скорости и температуры, но и о вертикальном распределении содержащегося в воде кислорода, хлорофилла a и о мутности вплоть до глубин более 900 м. В целом анализируемые данные охватывают периоды весна – лето – осень, что позволяет сделать определенные статистические выводы. Исследования в данном регионе предусматривали получение зависимостей коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K от частоты плавучести N и от глубины z по пульсационным характеристикам потока и сравнение их с гидрологическими данными на соответствующих станциях, а также общий анализ гидрофизических особенностей исследуемых участков и их окрестностей.

Сопоставление экспериментальных данных с известными моделями турбулентности показало, что лучшее соответствие расчетов и измерений дает 1,5D-модель, учитывающая изменяющуюся с глубиной среднюю площадь бассейна. В модели предполагалось, что изменчивость основных характеристик турбулентного перемешивания с глубиной зависит от доминирующего источника турбулентности на данных горизонтах.

3.2. Приборы и методы. В проведенных исследованиях съемка фоновых гидрологических характеристик проводилась сотрудниками группы экспедиционного обеспечения МГИ комплексами *CTD SBE 911plus* и *Idronaut Ocean Seven 320 PlusM*.

В качестве микроструктурного измерительного зондирующего прибора в 2016–2018 гг. применялся комплекс «Сигма-1.5» [33], в котором регистрация пульсационных гидрофизических величин осуществляется в режиме свободного падения в воде со скоростью 0,7 м/с до заданной глубины (максимально до 300 м), а в 2022 г. – комплекс *MSS90L*, многопараметрический микроструктурный зонд, оснащенный датчиками мутности, температуры, солености, сдвига скорости, кислорода, давления и собственных колебаний (акселерометрами с гироскопом), который может работать вплоть до глубин 1000 м (рис. 8).



Р и с. 8. Зондирующие комплексы «Сигма-1.5» (сверху) и *MSS90L* (снизу)

F i g. 8. Microstructure probes “Sigma-1.5” (top) and *MSS90L* (bottom)

Микроструктурный датчик комплекса «Сигма-1.5» измеряет непосредственно три компоненты пульсаций вектора скорости (частота дискретизации 100 Гц), тогда как в *MSS90L* измеряется вертикальный градиент горизонтальных пульсаций скорости ($\partial u/\partial z$, $\partial v/\partial z$, далее все формулы будут относиться к обеим компонентам) с частотой дискретизации 1024 Гц. Вертикальная компонента не рассматривается в связи с большой скоростью самого прибора по вертикальной оси. Для того чтобы снизить влияние выбросов и шумов, вызванных вибрацией прибора, аппаратными токами и воздействием микробиоты на чувствительные элементы датчиков, использовались соответствующие алгоритмы по их удалению, а затем применялся полосовой фильтр для удаления шумов высокой (ограничение по колмогоровскому волновому числу) и низкой (ограничение по инерционному поддиапазону спектра турбулентности) частоты. Скорость диссипации турбулентной энергии определялась по соотношению $\varepsilon = \frac{15}{2} \nu \overline{\left(\frac{du}{dz} \right)^2}$, где ν – кинематическая вязкость. Расчет дисперсии $\overline{\left(\frac{du}{dz} \right)^2}$ производился путем интегрирования значений спектра градиента горизонтальных пульсаций скорости в выделенном диапазоне волновых чисел по методу Велча. Данный метод позволяет дать оценку ε с хорошим вертикальным разрешением, здесь мы ограничились разрешением 2 м. Качество полученных спектров пульсаций оценивалось по среднему абсолютному отклонению от модельного спектра Насмита [34].

Оценка ε проводилась также методом, описанным в работе [35], по соотношению $\varepsilon \cong 0,1 \cdot L^2 N^3$, где L – эффективный вертикальный масштаб перемешанного пятна для фиксированного интервала глубин, который определялся исходя из вертикального масштаба устойчивого минимума в мелкомасштабной области вертикального спектра первых разностей [36]. Частота плавучести N (частота Вьясяля – Брента) как основной параметр, характеризующий плотностную устойчивость, определяется по формуле $N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$. Расчет таким методом производился на 10-метровых интервалах глубин для ограниченного количества станций в пределах прикерченского участка шельфа в районе резкого свала глубин.

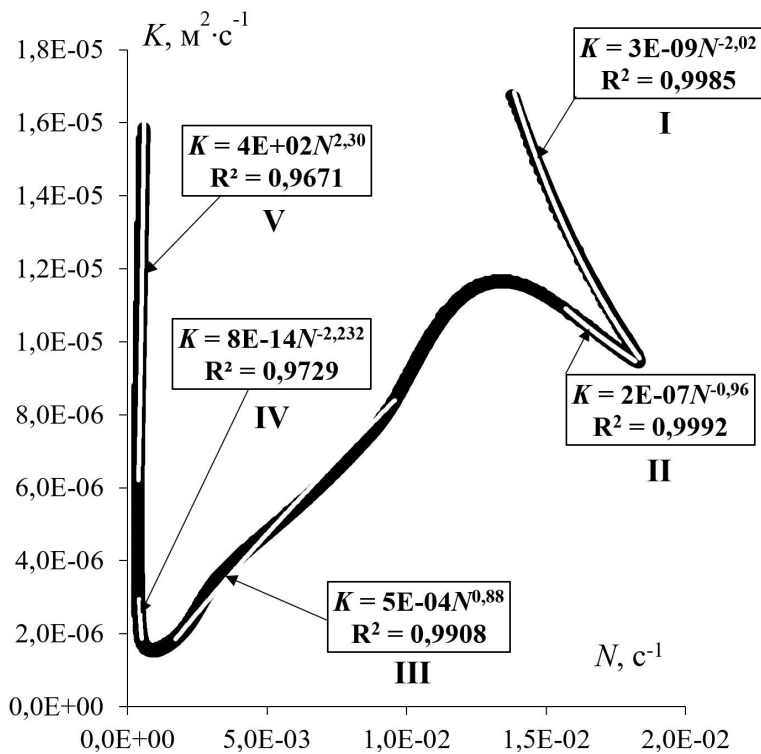
Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии рассчитывается по формуле

$$K \cong \frac{R_f}{1 - R_f} \frac{\varepsilon}{N^2},$$

где R_f – динамическое число Ричардсона (отношение скорости возрастания потенциальной энергии в системе к скорости поступления туда энергии, расходуемой на перемешивание). Значение R_f в данной работе принималось равным $\frac{1}{4}$, в соответствии с приближенным результатом из работы [37].

3.3. 1,5D-модель. На основе большого количества экспериментальных данных и модельных наработок в предыдущих исследованиях был получен

ряд важных результатов, характеризующих особенности вертикального турбулентного обмена в стратифицированных слоях Черного моря, позволивший установить степенную зависимость коэффициента диффузии тепла и солей от частоты плавучести N для глубоководной части исследуемого бассейна. Показатели этой степенной функции $K \cong A \cdot N^a$ определяются характером внутренних волн в конкретной среде, но также зависят от особенностей топографии дна [38]. Сама модельная зависимость $K(N)$ (черная линия) с аппроксимациями (белые линии) для выделенных слоев представлена на рис. 9.



Р и с. 9. Зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K от частоты плавучести N в стратифицированных слоях интервала глубин 350–1750 м для глубоководной части Черного моря [21]

F i g. 9. Dependence of the vertical turbulent diffusion coefficient K on buoyancy frequency N in the stratified layers within the depth interval 50–1750 m for the Black Sea deep part [21]

Всего в результате анализа было выделено пять стратифицированных слоев с характерными для них особенностями вертикального турбулентного обмена, подробно описанных в [21]:

I слой. Располагается в интервале глубин от 50 до 70 м и представляет собой нижний деятельный слой (холодный промежуточный), находящийся в непосредственной близости к верхнему деятельному слою, который служит для него источником различных возмущений и, как следствие, является причиной формирования в нем внутренних волн. Обрушиваясь, эти волны поддерживают в слое турбулентный обмен. Еще одним источником турбулентного

обмена здесь являются квазиинерционные внутренние волны (квазигоризонтальные стратифицированные неустойчивые течения), локальные обрушения которых формируют турбулентные пятна [12].

II–III слои. Находятся в интервалах глубин от 70 до 100 м и от 130 до 650 м соответственно, с переходной областью между ними, представляя собой основную пикноклин исследуемого бассейна. Как было установлено в [39], вертикальный турбулентный обмен поддерживается здесь за счет сдвиговой неустойчивости лучевых квазиинерционных внутренних волн (квазигоризонтальных течений). Различие этих слоев в стратификации: верхний слабо стратифицирован, а нижний – сильно стратифицирован. Характерные масштабы волн во втором слое, передающих свою энергию в турбулентность, зависят также от производной функции частоты плавучести N .

IV слой. Вероятным гидрофизическим механизмом турбулентного обмена в этом глубоководном слое является интрузионное расслоение в нижнем стратифицированном слое, вызванное геотермальным потоком тепла от наклонного дна бассейна. Лежит этот слой в интервале глубин от 1350 до 1550 м. Пространство, находящееся между III и IV слоем, представляет собой переходную зону с убыванием влияния одних механизмов перемешивания и усилением других, но уже с иной степенной зависимостью.

V слой. Последний из рассмотренных слоев занимает глубины 1600–1750 м и точно примыкает к придонному однородному слою, рассмотренному в работе [40] (не представлен на рисунке). Формирование вертикальной структуры в этом стратифицированном слое в основном определяется совместным воздействием двух факторов: теплом, непрерывно поступающим от дна и поддерживающим стационарность однородного слоя, и повышенными значениями солёности, обусловленными поступлением в нижние слои солёных вод нижнебосфорского течения.

3.4. Результаты. По результатам измерений зондирующего комплекса «Сигма-1.5» и расчетов получены пространственные распределения K и N для верхнего стометрового слоя с интервалом глубин 3 м. Анализировались осредненные зависимости для станций, в месте расположения которых глубина моря находится в четырех диапазонах: от 0 до 150; от 150 до 500; от 500 до 1300; более 1300 м (в соответствии с наличием возможных эффектов, описанных в [21]). На рис. 10 приводятся профили для соответствующих диапазонов глубин.

Как видно из графиков, по мере отдаления от шельфовой зоны и увеличения глубины местонахождения станции, происходит трансформация профиля, который повторяет модельное распределение K с его характерными точками перегиба, но с большими значениями коэффициента. Особенно хорошо это видно на примере 94-го рейса, данные в котором были собраны преимущественно в северо-западной части исследуемого региона и в районе резкого свала глубин вблизи прикерченского участка шельфа. С увеличением числа станций, выполненных в отдалении от шельфового склона и над глубоководной частью Черного моря (87, 102, 110-й рейсы), изменение K с глубиной приближается к модельному диапазону значений – порядка $10^{-5} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Это свидетельствует о снижении влияния наклонного дна с увеличением глубины на об-

шую картину турбулентного перемешивания в диапазонах глубин 500 м и более, что подтверждает значительное влияние на обменные процессы в верхних стратифицированных слоях Черного моря эффектов, описанных в [11].

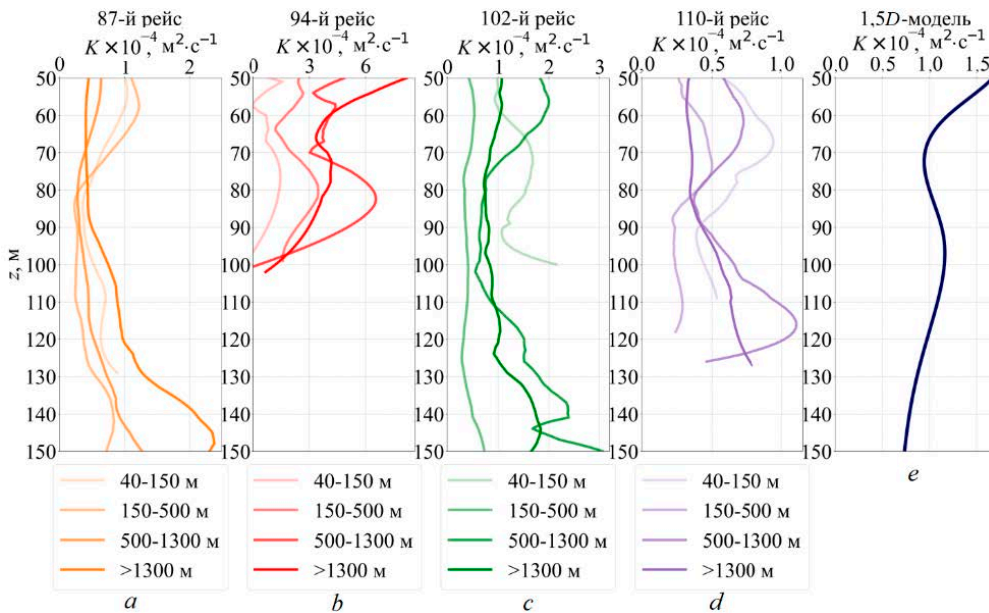
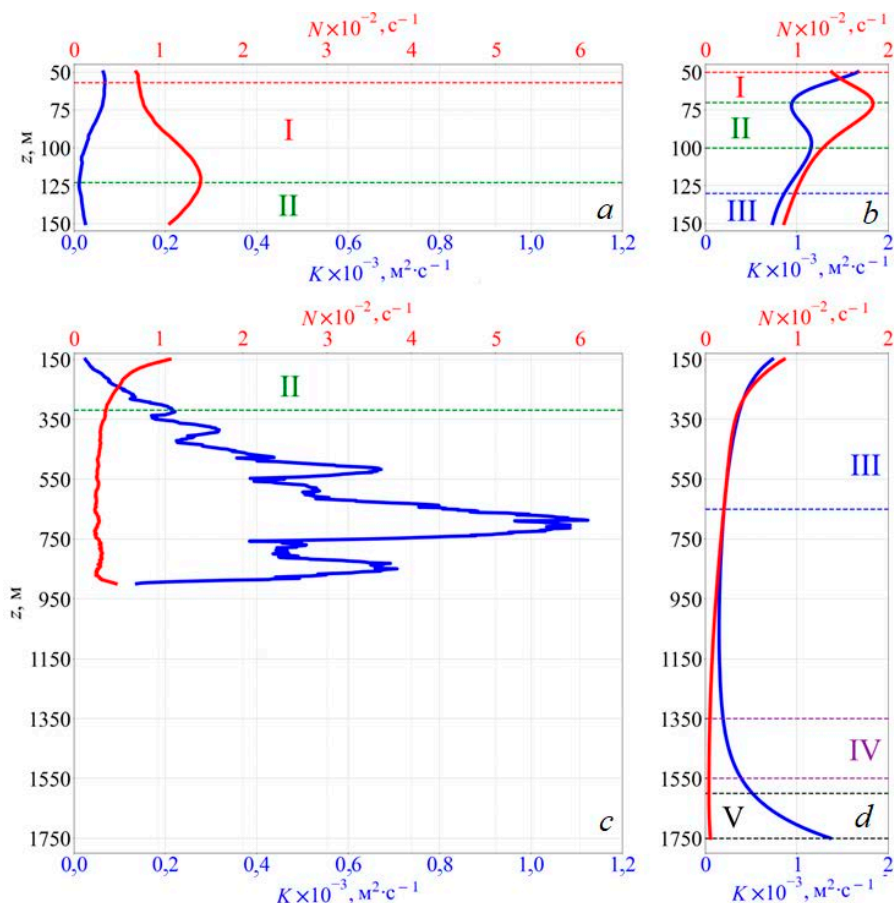


Рис. 10. Профили $K(z)$ по результатам измерений ($a - d$) и расчета по 1.5D-модели (e)
Fig. 10. $K(z)$ profiles resulted from the measurements ($a - d$) and the 1.5D model calculations (e)

На рис. 11 приведено сравнение модельного распределения $K(z)$, $N(z)$ и результатов измерений, полученных в 122-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». На верхней оси графиков отложены значения частоты плавучести (красная кривая), на нижней – K (синяя кривая). Рассчитанные по измеренным комплексом *MSS90L* параметрам среды (рис. 11, a , c), значения коэффициента в данном случае на два порядка выше, чем полученные в результате 1.5D-моделирования значения (рис. 11, b , d). Расчетные величины были получены с дискретностью по глубине 2 м и усреднялись по всем станциям для соответствующих диапазонов глубин с последующим применением фильтра Савицкого – Голея с целью выделения основной тенденции изменения этих величин с глубиной.

В связи с политической ситуацией в стране, измерения в 2022 г. в 122-м рейсе проводились только в территориальных водах РФ в пределах 12-мильной береговой зоны, главным образом приходящейся на районы прикерченского участка шельфа и континентального склона вблизи Южного берега Крыма. Результаты расчета по новым данным показали очень хорошую корреляцию с модельными в области основного и сезонного термоклинов, вплоть до сходимости в степенной части аппроксимационной зависимости $K \cong CN^\alpha$. Для слоя I $\alpha \approx -2$, для слоя II $\alpha \approx -1$. Экспериментальные зависимости в пяти слоях, выделенных на модельном распределении (рис. 11, b , d), соответствуют аппроксимационным из рис. 9. Однако наличествуют, по меньшей мере, три условных слоя, где значения коэффициента отличаются от модельных. Эти

слои отличаются интенсивностью генерации турбулентности, которая определяется в основном сдвиговой неустойчивостью, и зависят от различных гидрофизических факторов.



Р и с. 11. Профили $K(z)$ и $N(z)$ по результатам измерений 122-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» (a, c) и расчета по 1.5D-модели (b, d). Римскими цифрами указан номер слоя
F i g. 11. $K(z)$ and $N(z)$ profiles resulted from the measurements in the 122nd cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky* (a, c) and the 1.5D model calculations (b, d)

Для более ранних измерений значения степени в аппроксимационных зависимостях варьируются в пределах от $\alpha = -1,5$ до $\alpha = -2,3$, что, однако, в среднем по совокупности измерений давало результат, близкий к $\alpha \approx -1,8$. Коэффициенты C существенно различаются на несколько порядков. Такие различия обусловлены, как отмечалось ранее в [41], особыми гидрологическими режимами в рассматриваемых диапазонах глубин и фактом охвата нескольких условных областей по глубине, в которых перемешивание осуществляется различными физическими механизмами. В 94-м рейсе, приходящемся на конец весны – начало лета, показатели степени менялись в зависимости от глубины места от $\alpha = -1,9$ до $\alpha = -2,6$, в среднем $\alpha \approx -2,2$. В летнем 102-м

рейсе $\alpha = -1,6 \dots -2,7$, что в среднем составляет тоже $\alpha \approx -2,2$. Однако для осеннего 110-го рейса порядок значений коэффициента C и показателя степени зависимости изменился: $\alpha = -0,7 \dots -2,3$ со средним значением для исследуемого региона $\alpha \approx -1,5$, что обусловлено изменением общего гидрологического режима в нем.

По ряду станций расчет дал неоднозначные результаты с неравномерным распределением коэффициента по глубине, демонстрирующие сильный разброс значений, что можно объяснить особенностью горизонтальных течений [42], однако для более точного ответа нужно больше статистических данных. Пример сравнения результатов расчета с фактическими скоростями течений на такой станции можно увидеть на рис. 12. Как видно из рисунка, максимальные значения коэффициента находятся в слоях от 40 до 70 м и от 140 до 160 м. В интересующем нас интервале глубин (до 100 м) зарегистрировано течение с наибольшими значениями скорости в том же диапазоне глубин, в котором рассчитаны максимальные значения K , – от 40 до 70 м. На некоторых станциях результаты расчета показали аномально высокие значения K (рис. 13), достигающие порядка $10^{-4} \div 10^{-3} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Можно предположить, что в этих случаях существовали какие-то локальные механизмы генерации турбулентности, приводящие к таким аномальным результатам. Природа отмеченных аномалий пока не выяснена.

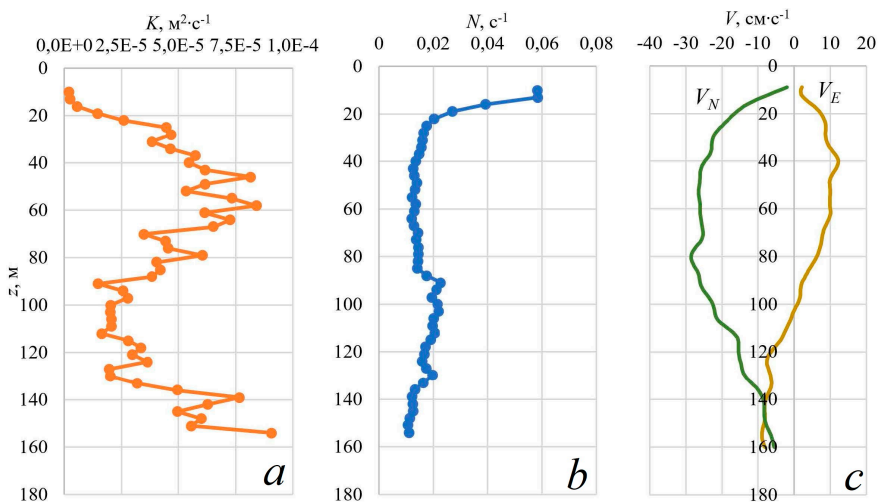
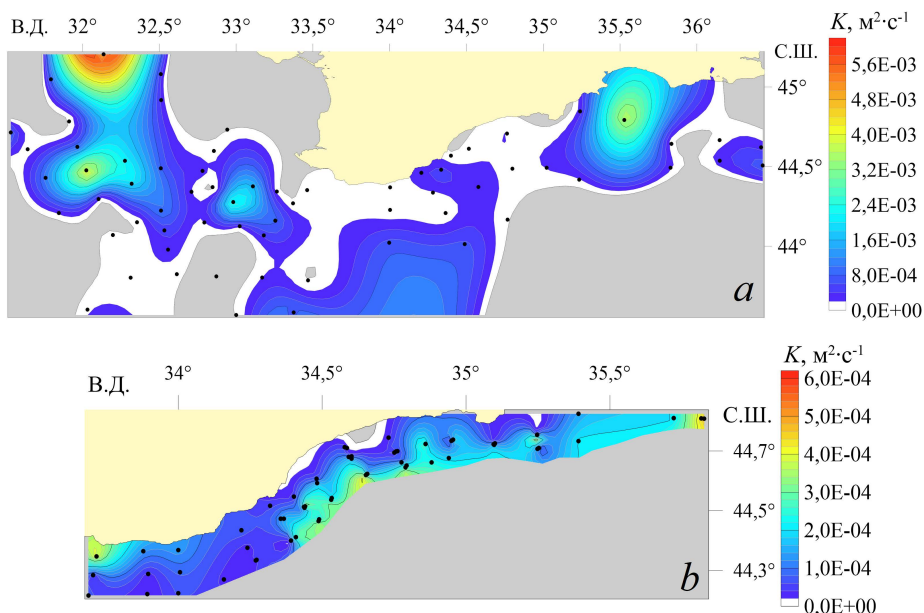


Рис. 12. Распределение K (a), N (b) и скорости течений (c) с глубиной по результатам расчета и данным измерений ADCP на ст. 10 87-го рейса НИС «Профессор Водяницкий». V_E и V_N – зональная и меридиональная составляющие скорости течения соответственно

Fig. 12. Distribution of K (a), N (b) and current velocities (c) with depth based on the calculation results and the ADCP measurement data at station 10 of the 87th cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky*. V_E and V_N are the zonal and meridional current velocity components

Таким же образом был получен ряд карт пространственного распределения средних, минимальных и максимальных значений K и N с картами глубин залегания этих значений для каждого из рейсов, что при сопоставлении с результатами работ [43–46] позволило сделать ряд важных выводов. Результаты анализа экспедиционных данных показали, что наиболее вероятной причиной

повышения значений K является совместное воздействие нескольких интенсифицирующих турбулентное перемешивание факторов: станции находились в зоне действия антициклонических ответвлений или в зонах перемежаемости циклонических и антициклонических вихрей, образующихся под влиянием Основного Черноморского течения [20]. И, что не менее важно, в большинстве случаев повышенная интенсивность турбулентности наблюдается на станциях, находящихся вблизи бровки шельфа либо над континентальным склоном в районе резкого свала глубин, что может быть вызвано процессами, описанными в работе [20].



Р и с. 13. Средние значения K на станциях 94-го (а) и 122-го (б) рейсов НИС «Профессор Водяницкий». Точками обозначены выполненные станции
F i g. 13. Average values of K at the stations of the 94th (a) and 122nd (b) cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky*. Dots indicate the performed stations

При сравнении результатов с известными на данный момент гидрологическими данными [43–46] была также установлена взаимосвязь между глубиной залегания максимума K и глубиной проникновения верхнего квазиоднородного слоя, глубиной залегания холодного промежуточного слоя и максимума вертикального градиента температуры: чем выше поднимается холодный промежуточный слой и максимум градиента, тем ближе к нему будет находиться максимум K . В то же время, чем ниже будет располагаться граница верхнего квазиоднородного слоя, тем выше будут лежать максимальные значения K . Этим также объясняются аномальные значения K на некоторых станциях, так как здесь совмещаются факторы: большая глубина верхнего квазиоднородного слоя (до 50 м около Керченского полуострова) при относительно небольшой глубине холодного промежуточного слоя (~ 70 м над шельфом).

4. Заключение

Представленные результаты являются определенным обобщением исследований, проводившихся сотрудниками отдела турбулентности МГИ в последние годы. В основном работы проводились в двух направлениях: изучение турбулентных процессов в верхнем квазигомогенном слое, непосредственно граничащем с атмосферой, и изучение закономерностей турбулентного обмена в стратифицированных слоях. Все параметризации и полуэмпирические соотношения базируются на больших массивах экспериментальных данных, собранных в процессе исследований на протяжении ряда лет.

Недостаточно адекватное представление о процессах взаимодействия атмосферы и океана, упрощения в моделировании турбулентного обмена в ВКС приводят к значительным ошибкам при расчетах глубины перемешанного слоя и температуры поверхности океана. Проведенные исследования турбулентности в приповерхностном слое моря, учет циркуляций Ленгмюра и усовершенствование многомасштабной модели турбулентного обмена развивают наши представления о механизмах вертикального перемешивания и повышают объективность модельных расчетов. Апробированы методики исследования ЦЛ различными инструментальными средствами, получен ряд важных характеристик, необходимых для параметризации этого явления. Показано, что более детальное определение величины генерации турбулентной энергии различными механизмами позволяет с большей точностью использовать сравнительно простые модели динамики толщины перемешанного слоя. Модель Крауса – Тернера, дополненная расчетами по многомасштабной модели турбулентности, вполне удовлетворительно описывает, в частности, заглупление верхней границы сезонного термоклина при прохождении шторма.

Исследования закономерностей турбулентного обмена в стратифицированных слоях важны для оценки вертикальных потоков тепла, солей, растворенных химических веществ, в том числе биогенных элементов. Диапикнический перенос, обусловленный динамикой внутренних волн, их обрушениями, является важнейшим механизмом вентиляции глубоких слоев в водной толще. Полученные модельные и полуэмпирические зависимости позволяют оценивать интенсивность вертикального обмена на различных горизонтах с учетом особенностей, обусловленных физико-географическими условиями и доминирующими механизмами генерации турбулентности. Детализация условий стратификации в глубоких слоях Черного моря, выделение пяти слоев с разными доминирующими механизмами генерации турбулентности, повышает точность практических оценок коэффициента вертикальной турбулентной диффузии и дает возможность использования этих результатов в крупномасштабных моделях циркуляции вод и балансовых расчетов тепла и солей всего бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sullivan P. P., McWilliams J. C.* Dynamics of winds and currents coupled to surface waves // Annual Review of Fluid Mechanics. 2010. Vol. 42. P. 19–42. doi:10.1146/annurev-fluid-121108-145541
2. *Бенилов А. Ю.* О генерации турбулентности в океане поверхностными волнами // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9, № 3. С. 293–303.

3. *Benilov A. Yu., Ly L. N.* Modelling of surface waves breaking effects in the ocean upper layer // *Mathematical and Computer Modelling*. 2002. Vol. 35, iss. 1–2. P. 191–213. doi:10.1016/S0895-7177(01)00159-5
4. *Csanady G. T.* The free surface turbulent shear layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14, iss. 2. P. 402–411. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0402:TFSTSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0402:TFSTSL>2.0.CO;2)
5. *Craig P. D., Banner M. L.* Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, iss. 12. P. 2546–2559. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2)
6. *Чухарев А. М.* Модель турбулентности со многими временными масштабами для приповерхностного слоя моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49, № 4. С. 477–488. EDN QIWCFV. doi:10.7868/S0002351513040020
7. *Mellor G., Blumberg A.* Wave breaking and ocean surface layer thermal response // *Journal of Physical Oceanography*. 2004. Vol. 34, iss. 3. P. 693–698. doi:10.1175/2517.1
8. *Kantha L. H., Clayson C. A.* On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer // *Ocean Modelling*. 2004. Vol. 6, iss. 2. P. 101–124. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(02\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00062-8)
9. *Romero L., Melville W. K., Kleiss J. M.* Spectral energy dissipation due to surface wave breaking // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 9. P. 1421–1444. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-072.1>
10. *Sutherland P., Melville W. K.* Field measurements and scaling of ocean surface wave-breaking statistics // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40, iss. 12. P. 3074–3079. <https://doi.org/10.1002/grl.50584>
11. *Sutherland P., Melville W. K.* Field measurements of surface and near-surface turbulence in the presence of breaking waves // *Journal of Physical Oceanography*. 2015. Vol. 45, iss. 4. P. 943–965. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0133.1>
12. *Wunsch C., Ferrari R.* Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2004. Vol. 36. P. 281–314. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
13. *Osborn T. R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *Journal of Physical Oceanography*. 1980. Vol. 10, iss. 1. P. 83–89. doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2
14. *McComas C. H., Müller P.* The dynamic balance of internal waves // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 7. P. 970–986. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0970:TDBOIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0970:TDBOIW>2.0.CO;2)
15. *Henye F. S., Wright J., Flatté S. M.* Energy and action flow through the internal wave field: An eikonal approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986. Vol. 91, iss. C7. P. 8487–8495. doi:10.1029/Jc091Ic07P08487
16. Available potential energy and mixing in density-stratified fluids / K. Winters [e al.] // *Journal of Fluid Mechanics*. 1995. Vol. 289. P. 115–128. doi:10.1017/S002211209500125X
17. *Gargett A. E., Holloway G.* Dissipation and diffusion by internal wave breaking // *Journal of Marine Research*. 1984. Vol. 42, iss. 1. P. 15–27. doi:10.1357/002224084788506158
18. *Gregg M. C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. <https://doi.org/10.1029/JC094Ic07p09686>
19. *Van Haren H.* Open-ocean-interior moored sensor turbulence estimates, below a Meddy // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2019. Vol. 144. P. 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.01.005>
20. Интенсификация внутренних волн в зоне сопряжения шельфа и континентального склона как фактор интенсификации вертикального обмена / А. С. Самодуров [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. Т. 6, № 2. С. 12–24. EDN QIQRGV.
21. *Самодуров А. С., Чухарев А. М., Казаков Д. А.* Основные закономерности вертикального турбулентного обмена в квазиоднородных и стратифицированных слоях Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 4. С. 405–422. doi:10.22449/0233-7584-2021-4-405-422 EDN MGYDHW.

22. Чухарев А. М., Павлов М. И. Модельные и экспериментальные оценки интенсивности вертикального перемешивания в верхнем однородном слое моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 333–349. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-333-349
23. Weller R. A., Price J. F. Langmuir circulation within the oceanic mixed layer // Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Paper. 1988. Vol. 35, iss. 5. P. 711–747. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90027-1)
24. Thorpe S. A. Langmuir circulation // Annual Review of Fluid Mechanics. 2004. Vol. 36. P. 55–79. doi:10.1146/annurev.fluid.36.052203.071431
25. Zedel L., Farmer D. Organized structures in subsurface bubble clouds: Langmuir circulation in the open ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1991. Vol. 96, iss. C5. P. 8889–8900. <https://doi.org/10.1029/91JC00189>
26. Wu L., Rutgersson A., Sahlee E. Upper-ocean mixing due to surface gravity waves // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 12. P. 8210–8228. doi:10.1002/2015JC011329
27. McWilliams J. C., Sullivan P. P. Vertical mixing by Langmuir circulations // Spill Science & Technology Bulletin. 2000. Vol. 6, iss. 3-4. P. 225–237. [https://doi.org/10.1016/S1353-2561\(01\)00041-X](https://doi.org/10.1016/S1353-2561(01)00041-X)
28. Li M., Garrett C., Skillingstad E. A regime diagram for classifying turbulent large eddies in the upper ocean // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2005. Vol. 52, iss. 2. P. 259–278. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.09.004>
29. Harcourt R. R., D'Asaro E. A. Large-eddy simulation of Langmuir turbulence in pure wind seas // Journal of Physical Oceanography. 2008. Vol. 38, iss. 7. P. 1542–1562. doi:10.1175/2007JPO3842.1
30. Structure and variability of Langmuir circulation during the Surface Waves Processes Program / A. J. Plueddemann [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. Vol. 101, iss. C2. P. 3525–3543. doi:10.1029/95JC03282
31. Kitaigorodskii S. A., Lumley J. L. Wave-turbulence interactions in the upper ocean. Part I: The energy balance of the interacting fields of surface wind waves and wind-induced three-dimensional turbulence // Journal of Physical Oceanography. 1983. Vol. 13, iss. 11. P. 1977–1987. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1977:WTITU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1977:WTITU>2.0.CO;2)
32. Kraus E. B., Turner J. S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences // Tellus. 1967. Vol. 19, iss. 1. P. 98–106. doi:10.1111/j.2153-3490.1967.tb01462.x
33. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования мелкомасштабных характеристик гидрофизических полей в верхнем слое моря / А. С. Самодуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 60–71.
34. Oakey N. S. Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements // Journal of Physical Oceanography. 1982. Vol. 12, iss. 3. P. 256–271. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0256:DOTROD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0256:DOTROD>2.0.CO;2)
35. Самодуров А. С., Любичкий 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.
36. Gregg M. C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. doi:10.1029/JC094iC07p09686
37. McEwen A. D. The kinematics of stratified mixing through internal wavebreaking // Journal of Fluid Mechanics. 1983. Vol. 128. P. 47–57. doi:10.1017/S0022112083000373
38. Самодуров А. С., Кульшиа О. Е., Белокопытов В. Н. Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2006. Вып. 14. С. 517–523. EDN ZBOAUJ.
39. Самодуров А. С., Глобина Л. В. Диссипация энергии и вертикальный обмен в стратифицированных бассейнах за счет сдвиговой неустойчивости в поле квазинерционных внутренних волн // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 6. С. 16–27.

40. Самодуров А. С. Придонный пограничный слой в Черном море: формирование стационарного состояния // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 1. С. 16–25.
41. Казаков Д. А., Самодуров А. С. Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в слое основного пикноклина на прикерченском участке шельфа Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. № 2. С. 94–105. EDN RFDEWU. doi:10.22449/2413-5577-2021-2-94-105
42. Циркуляция вод северной части Черного моря в летний сезон 2016 года (по материалам 87-го рейса НИС «Профессор Водяницкий») / Ю. В. Артамонов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 1. С. 57–70. EDN YWNTRV. doi:10.22449/0233-7584-2018-1-57-70
43. Структура вод в зоне основного Черноморского течения весной и летом 2017 г. (94-й, 95-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») / Ю. В. Артамонов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 1. С. 16–28. EDN ABVXOP. doi:10.22449/2413-5577-2019-1-16-28
44. Циркуляция вод в северной части Черного моря летом - зимой 2018 года / Ю. В. Артамонов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 1. С. 69–90. EDN CИHJZC. doi:10.22449/2413-5577-2020-1-69-9
45. Циркуляция и термохалинная структура вод северной части Черного моря по данным гидрологических измерений в 2019 г. (106, 108, 110, 111-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») / А. В. Федирко [и др.] // Итоги экспедиционных исследований в 2019 году в Мировом океане, внутренних водах и на архипелаге Шпицберген : Материалы конференции, Москва, 26–27 февраля 2020 года. Севастополь : ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», 2020. С. 206–212. EDN SQNMSV.
46. Белокопытов В. Н. Сезонный ход вертикальной термохалинной стратификации вод на Черноморском шельфе Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 3. С. 19–24. EDN ASAMOV. doi:10.22449/2413-5577-2019-3-19-24

Об авторах:

Самодуров Анатолий Сергеевич, главный научный сотрудник, заведующий отделом турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-9910-5325**, anatol_samodurov@mail.ru

Чухарев Александр Михайлович, ведущий научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), заведующий базовой кафедрой, ФГАОУ ВО СевГУ (299053, г. Севастополь, ул. Университетская, д.33), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1078-6425**, alexchukh@mail.ru

Казаков Дмитрий Анатольевич, младший научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID: 0000-0001-5083-4968**, engineer.dk@mail.ru

Павлов Михаил Игоревич, ведущий инженер-исследователь, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-9998-2080**, mikhail.pavlov.1993@mail.ru

Коржуев Владимир Алексеевич, младший научный сотрудник, отдел турбулентности, аспирант, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0009-0009-9819-423X**, genzak30@gmail.com

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья


УДК 551.468:551.582(262.54)

EDN: QPFZZT

Причины стремительного роста солености воды Азовского моря в XXI веке

С. В. Бердников , В. В. Кулыгин, Л. В. Дашкевич

*Федеральный исследовательский центр Южный научный центр
Российской академии наук (ЮНЦ РАН), Ростов-на-Дону, Россия*

berdnikovsv@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.03.2023; одобрена после рецензирования 06.04.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. При обсуждении осолонения Азовского моря как в 1970-е гг., так и в современный период в качестве основной его причины указывается сокращение речного стока, прежде всего реки Дон, и, как следствие, усиление адвекции черноморских вод. Однако одного этого фактора оказывается недостаточно для объяснения снижения солености в последней четверти XX в. и ее стремительного роста в 2007–2020 гг. Цель настоящей работы – оценка вклада в изменение солености Азовского моря составляющих водного баланса за более чем 50 лет (1966–2020 гг.).

Методы и результаты. Для расчета среднегодовой солености Азовского моря используется математическая модель водно-солевого баланса. Рассмотрена изменчивость всех компонентов водного баланса и источники ее неопределенности. Показано, что используемая модель устойчива к вариации входных данных. На основе проведенного корреляционного анализа установлено, что в период осолонения наряду с речным стоком важную роль играет испарение. При этом в 1970-е гг. определяющее воздействие на величину испарения оказывала скорость ветра, а в начале XXI в. – температурно-влажностный режим.

Выводы. Причиной стремительного роста солености воды Азовского моря в начале XXI в. стало длительное маловодье, совпавшее с периодом роста температуры воды и воздуха и, как следствие, с повышением испарения с акватории. При этом для значительного снижения солености вод в условиях изменения атмосферных процессов в регионе только перехода от маловодного периода речного стока к многоводному в бассейне Азовского моря может быть недостаточно. Это следует учитывать при подготовке планов адаптации хозяйственной деятельности к климатическим изменениям.

Ключевые слова: Азовское море, соленость воды, водный баланс, математическая модель, климатические изменения, испарение


Благодарности: публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гр. проекта 122013100131-9. При выполнении работ использовалось оборудование ЦКП ЮНЦ РАН «Объединенный центр научно-технологического оборудования ЮНЦ РАН (исследование, разработка, апробация)».

Для цитирования: Бердников С. В., Кулыгин В. В., Дашкевич Л. В. Причины стремительного роста солености воды Азовского моря в XXI веке // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 760–778. EDN QPFZZT.

© Бердников С. В., Кулыгин В. В., Дашкевич Л. В., 2023

Reasons for Rapid Increase of Water Salinity in the Sea of Azov in the 21st Century

S. V. Berdnikov , V. V. Kulygin, L. V. Dashkevich

Federal Research Centre The Southern Scientific Centre of Russian Academy of Sciences (SSC RAS),
Rostov-on-Don, Russia
 berdnikovsv@yandex.ru

Purpose. When discussing the Sea of Azov salinization both in the 1970s and in the current period, the reduction of river runoff (primarily in the Don River) is indicated as the main reason for this phenomenon that results in the increased advection of the Black Sea waters. However, this factor alone is not enough to explain salinity decrease in the last quarter of the 20th century as well as its rapid growth in 2007–2020. The paper is purposed at assessing the contribution of water balance components to the change in the Azov Sea salinity for more than 50 years (1966–2020).

Methods and Results. A mathematical model of water-salt balance is used to assess the annual average salinity of the Sea of Azov. The variability of all the water balance components and the sources of its uncertainty are considered. It is shown that the model applied is resistant to variation of the input data. Based on the correlation analysis, it is found that during the salinization period, evaporation plays an important role along with the river runoff. At that in the 1970s, a decisive impact upon evaporation was exerted by the wind speed, whereas at the beginning of the 21st century – by the temperature and humidity regimes.

Conclusions. At the beginning of the 21st century, the reason for rapid salinity increase in the Azov Sea waters consisted in the prolonged period of low-water in rivers coinciding with the period of high water and air temperatures that resulted in an increase of evaporation from the sea surface. The obtained results permit to conclude that at the changed atmospheric processes in the region, the only factor consisting in transition from the low river inflows to the Azov Sea basin to the high ones may be not enough to provide significant decrease of seawater salinity. This circumstance should be taken into account when preparing the plans for adapting the economic activities to the climate changes.

Keywords: Sea of Azov, water salinity, water balance, mathematical model, climatic changes, evaporation

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of SSC RAS, project No. 122013100131-9, using the equipment of the “Joint Science and Technology Equipment Center of SSC RAS (research, development, testing)”.

For citation: Berdnikov, S.V., Kulygin, V.V. and Dashkevich, L.V., 2023. Reasons for Rapid Increase of Water Salinity in the Sea of Azov in the 21st Century. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 714-730.

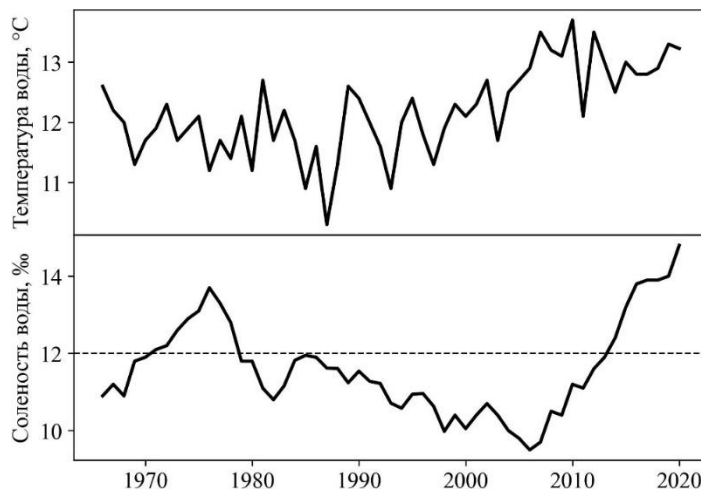
Введение

Среди океанологических факторов, играющих организующую роль в формировании физико-химического и биологического облика Азовского моря, соленность занимает ведущее место, поскольку ее изменения вызывают особенно быстрые и глубокие деформации самых различных его абиотических и биотических компонентов¹.

В 2007–2019 гг. экосистема моря по комплексу гидрологических показателей перешла в состояние, которое не наблюдалось за период инструментальных наблюдений [1]. В первом десятилетии XXI в. увеличилась средняя по

¹ Бронфман А. М., Хлебников Е. П. Азовское море: основы реконструкции. Л. : Гидрометеоиздат, 1985. 270 с.

морю годовая температура воды на фоне относительно низкой солености вод, затем в условиях маловодья на Дону (а потом и на Кубани) начался стремительный рост солености при незначительном снижении среднегодовой температуры вод (рис. 1).



Р и с. 1. Динамика среднегодовых осредненных по морю значений температуры и солености вод Азовского моря

Fig. 1. Dynamics of annual sea-averaged values of water temperature and salinity in the Sea of Azov

На протяжении всего периода инструментальных наблюдений среднегодовая соленость вод Азовского моря находилась в диапазоне от 9,3 до 14 ‰, при этом можно было наблюдать чередование периодов с низкими (периоды 1924–1935, 1945–1949, 1993–2010 гг.), средними (1936–1940, 1950–1971, 1979–1992 гг.) и высокими (1972–1978 гг., с 2011 г. по настоящее время) значениями.

Периоды осолонения до строительства и ввода в эксплуатацию Цимлянского водохранилища в 1953 г. были кратковременными, чередуясь с продолжительными пресными фазами. Однако начавшаяся в конце 1960-х гг. очередная фаза пониженной увлажненности бассейна привела к экстремальным значениям солености вод Азовского моря в 1972–1978 гг. (до 13,8 ‰ в 1976 г.)².

Проблемы роста солености Азовского моря и совпавшее по времени падение уровня Каспийского моря привлекли большое внимание, обсуждались и изучались проекты переброски части стока северных рек в бассейны Волги и Дона, строительства сооружений для регулирования водного обмена с Черным морем в Керченском проливе, а также между Таганрогским заливом и центральной частью моря – в районе косы Долгой (см., например, работы^{1, 3} [2]).

После 1980 г. соленость моря начала снижаться и достигла к 2006 г. 9,5 ‰. В это же время начал расти уровень Каспийского моря [3]. Таким

² Бронфман А. М., Дубинина В. Г., Макарова Г. Д. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М. : Пищ. Пром-сть, 1979. 288 с.

³ Рациональное использование водных ресурсов бассейна Азовского моря: Математические модели / И. И. Ворович [и др.]. М. : Наука, 1981. 360 с.

образом, обозначенные выше проблемы разрешились сами собой, работа над проектами переброски стока северных рек на юг была свернута в 1986 г. Одновременно с этим резко сократились программы экспедиционных исследований в Азовском море [4].

Длительное распреснение Азовского моря (1979–2006 гг.) объясняли периодичностью в многолетних колебаниях атмосферной циркуляции [5, 6].

В 2007 г. произошло резкое переключение в динамике солёности моря и начался новый период осолонения. Стартовав с очень низкого значения (меньше 10 ‰), солёность непрерывно росла, превысив в 2020 г. 14 ‰ [7], что является историческим максимумом.

При изучении причин осолонения моря в 1972–1978 гг. основной акцент делался на уменьшении речного стока, дефицит которого компенсировался притоком черноморских вод. При этом авторы работы [8, с. 110] со ссылкой на монографию¹ отмечают, что «особенностью водного баланса Азовского моря является второстепенное значение влагообмена с атмосферой и существенная зависимость приходных и расходных частей баланса от водообмена с Черным морем и антропогенного преобразования стока рек в море». При обсуждении осолонения моря после 2007 г. в качестве основной его причины также указывается сокращение речного стока, прежде всего р. Дон, и усиление адвекции черноморских вод [7, 9].

Цель настоящей работы – рассмотреть вклад в изменение солёности Азовского моря всех составляющих водного баланса за более чем 50 лет (1966–2020 гг.). Такой выбор периода исследования обусловлен тем, что этот отрезок времени, во-первых, наиболее полно обеспечен данными непрерывных наблюдений на береговых гидрометеостанциях, во-вторых, охватывает оба периода сильного осолонения Азовского моря.

Материалы и методы

Материалами для исследования являются общедоступная океанографическая база данных по Азовскому морю для периода 1924–2012 гг. [10, 11], дополненная результатами экспедиционных работ Южного научного центра РАН за 2013–2020 гг. [12, 13]. Среднегодовые осредненные по акватории моря значения солёности рассчитаны согласно [14].

Источниками данных многолетних прибрежных наблюдений на морских гидрометеорологических станциях (ГМС) Азовского моря послужили Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО⁴) и общедоступная база данных ВНИИГМИ-МЦД⁵. Использовалась информация о температуре и относительной влажности воздуха, скорости ветра, величине атмосферных осадков, температуре воды и уровне моря.

В работе использованы опубликованные в изданиях Государственного водного кадастра данные о ежедневных расходах воды на гидропостах станция Раздорская (р. Дон), хутор Тиховский и хутор Зайцево Колено (р. Кубань), с. Слободка (рукав Протока).

⁴ URL: <http://portal.esimo.ru/portal> (дата обращения: 24.03.2022).

⁵ URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 29.03.2022).

Математическая модель водного и солевого баланса Азовского моря

Для расчета водного баланса рассмотрена следующая математическая модель:

$$\Delta V(t+1, t) = V(t+1) - V(t) = Sq \cdot \Delta h(t+1, t) = Q_{riv} + Q_{prec} + Q_{BA} - Q_{eva} - Q_{AB}, \quad (1)$$

где $\Delta V(t+1, t)$ – изменение объема моря, км³/год; $V(t+1)$ – объем Азовского моря на конец года t , км³; $V(t)$ – объем Азовского моря на начало года t , км³; t – номер года; Sq – площадь Азовского моря, 38 тыс./км² [15]; $\Delta h(t+1, t)$ – изменение среднего уровня моря, м/год; Q_{riv} – приток речных вод, км³/год; Q_{prec} – осадки на акваторию, км³/год; Q_{eva} – испарение, км³/год; Q_{BA} – приток воды из Черного моря, км³/год; Q_{AB} – отток воды в Черное море, км³/год. Все потоки заданы в промежутке от t до $t+1$.

Водообмен между Азовским морем и заливом Сиваш не рассматривается.

Оценка среднегодовой солёности Азовского моря выполняется на основе модели баланса солей:

$$\begin{aligned} M(t+1) &= M(t) + S_B \cdot Q_{BA} - k \cdot S(t+1) \cdot Q_{AB}, \\ M(t) &= S(t) \cdot V(t), \end{aligned} \quad (2)$$

$$S(t+1) = \frac{M(t+1)}{V(t+1)} = \left(\frac{S(t) \cdot V(t) + S_B \cdot Q_{BA}}{V(t+1) + k \cdot Q_{AB}} \right),$$

$$S_A = \frac{S(t+1) + S(t)}{2},$$

где $M(t+1)$ – запас солей в Азовском море на конец года, млн тонн; $M(t)$ – запас солей в Азовском море на начало года, млн тонн; $S(t+1)$ – средняя солёность моря в конце года, ‰; $S(t)$ – средняя солёность моря в начале года, ‰; S_B – солёность черноморских вод, ‰; k – параметр, отражающий тот факт, что вода, вытекающая из Азовского моря в Черное, имеет солёность больше, чем средняя величина по морю; S_A – среднегодовая средняя солёность Азовского моря, ‰.

Солёность черноморских водных масс, поступающих в Азовское море, принята равной 18 ‰. Параметр k рассматривался в качестве калибровочного.

В уравнении баланса солей (2) обмен с заливом Сиваш также не учитывается.

Для оценки межгодовой динамики уровня Азовского моря Δh за рассматриваемый период (1966–2020 гг.) принят следующий подход. Для каждой береговой ГМС, обеспеченной данными измерения уровня моря, рассчитаны среднегодовые значения. Далее выполнено усреднение по всем ГМС и получена оценка среднего уровня моря в каждом году.

Поступление пресных вод в Азовское море определяется в основном стоком рек Дон и Кубань (около 95 %). Для оценки годового стока речных вод в море использованы данные наблюдений за расходом воды в станице Раздорской (замыкающий створ на р. Дон, 1966–2020 гг.) и хуторе Тиховском (расположен перед вершиной дельты р. Кубани и отделением рукава Протока, 1966–

2005 гг.). В 2006 г. в вершине дельты р. Кубани был построен Тиховский низконапорный гидроузел, который искусственно распределяет сток воды р. Кубани между рукавами Кубань и Протока, а также магистральным каналом Петровско-Анастасиевской оросительной системы. Поэтому для периода 2006–2020 гг. в качестве стока р. Кубани использовалась сумма расходов воды в двух пунктах: хутор Зайцево Колено (рукав Кубань), с. Слободка (рукав Протока). При расчете суммарного годового речного стока не учитывается боковая приточность и водопотребление на участках ниже указанных створов рек Дон и Кубань. Данные о годовом стоке малых рек в Азовское море за 1966–1985 гг. взяты из [16], для последующего периода использовалось значение 1,5 км³/год.

Для расчета атмосферных осадков использованы данные наблюдений на четырех береговых ГМС: Таганрог, Приморско-Ахтарск, Геническ, Керчь. В настоящее время выполняется работа по уточнению методики расчета осадков, выпадающих на акваторию Азовского моря, по данным береговых ГМС и спутниковым радарным снимкам [17], но для рассматриваемого периода такой ряд отсутствует. Значения суммарного за год слоя осадков по четырем береговым ГМС были усреднены для расчета среднего годового слоя осадков над морем. Объем осадков получен умножением этого значения на площадь моря.

Для расчета испарения с акватории Азовского моря использованы рекомендации ⁶ и формула

$$q_{\text{eva}} = 0,14 \cdot n \cdot (e(T_w) - f \cdot e(T_a)) \cdot (1 + 0,72 \cdot U), \quad (3)$$

где q_{eva} – испарение с водной поверхности, мм/мес; n – число дней в месяце; $e(T_w)$ – давление насыщенного водяного пара на высоте 2 м от поверхности воды при температуре воды T_w , гПа; $e(T_a)$ – давление насыщенного водяного пара на высоте 2 м от поверхности воды при температуре воздуха T_a , гПа; f – относительная влажность воздуха; U – скорость ветра на высоте 2 м от поверхности воды, м/с.

Давление насыщенного водяного пара рассчитывается по температуре T (°C) по формуле Магнуса

$$e(T) = 6,1 \cdot 10^{\frac{7,45T}{(235+T)}}.$$

Среднесуточные значения температуры воды и воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха для акватории моря в целом рассчитывались по данным шести береговых ГМС: Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Кубанская устьевая, Геническ, Бердянск – в соответствии с подходом, предложенным в [18]. Затем рассчитывались значения $e(T_a)$ и $e(T_w)$ и усреднялись в пределах месяца. С учетом средней за месяц относительной влажности рассчитывался дефицит влажности воздуха и по формуле (3) – испарение за месяц. Годовая величина испарения суммировалась для месяцев, когда не было ледового покрова. Таким образом, при оценке испарения не учитывались зимние месяцы, а также рекомендованные работой ⁶ поправки, связанные с трансформацией скорости ветра и влажности воздуха над водной поверхностью.

⁶ Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л. : Гидрометеиздат, 1969. 84 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 6 2023 765

Расчет водообмена с Черным морем через Керченский пролив выполнен по формулам, обоснованным в работе [16, с. 99]:

$$Q_{BA} = \frac{42,6}{1,014^F}, \quad Q_{AB} = 41,4 \cdot 1,01^F, \quad (4)$$

где $F = Q_{riv} + Q_{prec} - Q_{eva}$.

Кроме этого, дополнительно выполнена оценка оттока воды в Черное море Q_{AB} по уравнению водного баланса (1):

$$Q_{AB} = Q_{riv} + Q_{prec} + Q_{BA} - Q_{eva} - \Delta V(t+1, t). \quad (5)$$

Для учета существующих погрешностей (которые подробнее будут описаны ниже) в оценке компонентов водного баланса Азовского моря рассмотрена следующая схема вычислительных экспериментов.

К значениям компонентов водного баланса базового варианта расчета (таблица) добавляется шум по следующему правилу:

$$Q = Q + Q \cdot \xi \cdot cv = Q \cdot (1 + \xi \cdot cv),$$

где Q – один из варьируемых компонентов водного баланса (осадки, речной сток, испарение, приток воды из Черного моря, изменение объема воды в море); cv – коэффициент вариации соответствующего компонента водного баланса; ξ – случайная величина, равномерно распределенная в интервале $(-0,5; +0,5)$.

В результате получается новый набор данных, в котором компоненты водного баланса отклонены от базового варианта в одну из сторон не более чем на половину коэффициента вариации, рассчитанного по исходному ряду. С помощью модели (2) получена динамика средней солености моря в 1966–2020 гг. При этом для сохранения водного баланса отток воды из Азовского моря Q_{AB} определяется по уравнению (5).

Всего выполнено 1000 генераций динамики компонентов водного баланса. По результатам этой серии экспериментов для средней солености моря рассчитаны среднее, максимальное и минимальное значения.

Для оценки связи между компонентами водного баланса, а также факторами, их определяющими, и соленостью Азовского моря использовался корреляционный анализ. Для пар годовых временных серий рассчитывался выборочный коэффициент корреляции Пирсона и определялась его статистическая значимость. Чтобы исследовать изменение этих связей во времени, коэффициенты корреляции рассчитывались в пределах скользящего окна заданного размера.

Размер окна не должен быть слишком маленьким, так как рассматриваемые ряды получаются слишком короткими, что скажется на значении и значимости коэффициента корреляции. С другой стороны, размер окна ограничен сверху длиной исходного ряда (в нашем случае это 55 годовых значений с 1966 по 2020 г.). Итоговый размер окна выбран равным примерно половине исходного ряда: 30 годам. Таким образом, сначала корреляционный анализ выполняется для периода 1966–1995 гг., затем для 1967–1996 гг. и т. д. до 1991–2020 гг.

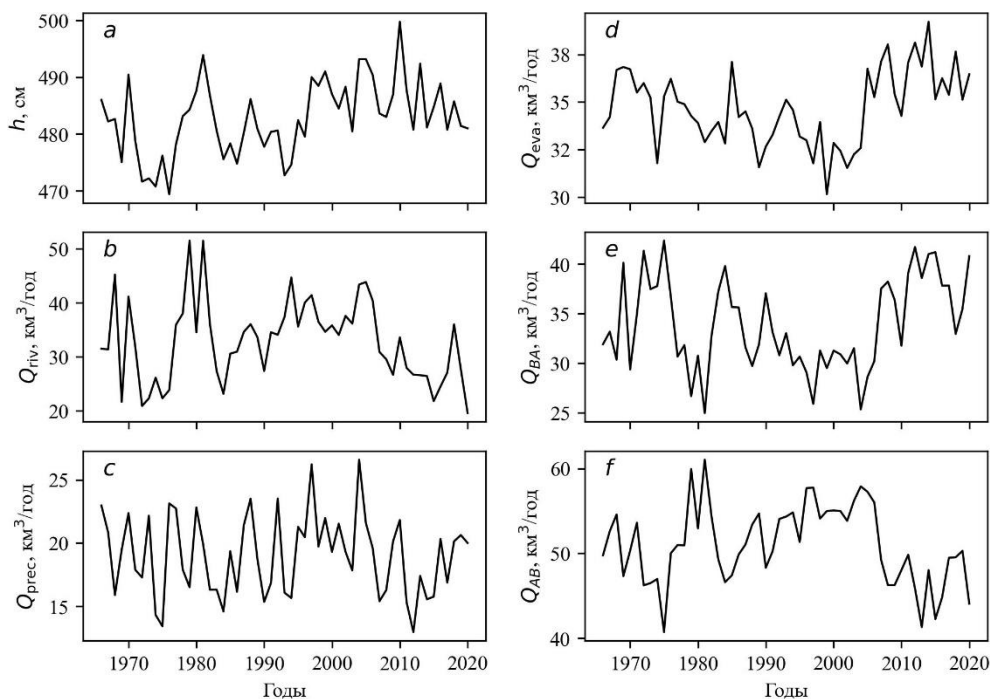
**Изменение элементов водного баланса (км³/год) и средней солености
Азовского моря (‰) S по модели и S_{obs} по [1]
Changes of water balance components (km³/year) and average salinity (‰) S of the Sea of Azov
based on the results of modeling and field observations S_{obs} [1]**

Год / Year	ΔV	Q_{riv}	Q_{prec}	Q_{eva}	Q_{BA}	Q_{AB}	S_{obs}	S
1966	2,9	31,5	23,0	33,6	31,9	49,8	10,9	10,9
1967	-1,4	31,4	20,8	34,2	33,2	52,6	11,2	11,0
1968	0,2	45,2	15,9	36,7	30,3	54,6	10,9	10,7
1969	-2,9	21,7	19,5	36,8	40,1	47,3	11,8	11,4
1970	5,8	41,1	22,4	36,7	29,4	50,3	11,9	11,0
1971	-4,4	31,8	17,9	35,5	35,0	53,6	12,1	11,2
1972	-2,7	20,9	17,3	36,0	41,3	46,2	12,2	11,9
1973	0,2	22,3	22,2	35,2	37,5	46,5	12,6	12,2
1974	-0,5	26,1	14,3	31,8	37,8	47,0	12,9	12,4
1975	2,1	22,3	13,4	35,3	42,3	40,7	13,1	13,0
1976	-2,6	23,8	23,1	36,2	36,7	50,0	13,7	13,1
1977	3,3	35,9	22,7	35,0	30,7	51,0	13,3	12,6
1978	1,9	38,0	17,9	34,9	31,8	50,9	12,8	12,2
1979	0,4	51,5	16,5	34,3	26,7	59,9	11,8	11,4
1980	1,2	34,5	22,8	33,9	30,8	52,9	11,8	11,2
1981	2,4	51,5	19,9	32,9	25,0	61,0	11,1	10,4
1982	-2,7	36,1	16,3	33,5	32,7	54,4	10,8	10,5
1983	-2,4	27,3	16,3	34,0	37,2	49,3	11,2	10,9
1984	-1,9	23,1	14,6	32,8	39,8	46,6	11,8	11,5
1985	1,1	30,6	19,4	37,1	35,6	47,4	12,0	11,7
1986	-1,4	31,0	16,1	34,2	35,6	49,9	11,9	11,8
1987	2,1	34,6	21,4	34,5	31,6	51,0	11,6	11,6
1988	2,3	36,0	23,5	33,6	29,7	53,4	11,6	11,2
1989	-2,0	33,6	18,8	31,6	31,9	54,7	11,2	11,1
1990	-1,2	27,4	15,3	32,7	37,0	48,3	11,5	11,5
1991	1,0	34,5	16,8	33,3	33,1	50,2	11,3	11,4
1992	0,1	34,1	23,5	34,2	30,8	54,1	11,2	11,2
1993	-3,0	37,4	16,1	35,1	33,0	54,3	10,7	11,2
1994	0,7	44,7	15,7	34,6	29,8	54,8	10,6	10,9
1995	3,0	35,6	21,3	33,2	30,7	51,3	10,9	10,7
1996	-1,1	40,0	20,5	33,0	29,1	57,7	11,0	10,4
1997	4,0	41,4	26,2	31,8	25,9	57,8	10,6	9,9
1998	-0,6	36,5	19,7	34,0	31,3	54,1	10,0	9,9
1999	1,0	34,6	22,0	30,2	29,5	55,0	10,4	9,8
2000	-1,5	35,8	19,3	32,9	31,3	55,0	10,1	9,8
2001	-1,0	34,0	21,5	32,4	30,9	55,0	10,4	9,8
2002	1,5	37,6	19,3	31,5	30,0	53,8	10,7	9,8
2003	-3,0	36,1	17,8	32,3	31,5	56,2	10,4	9,8
2004	4,8	43,4	26,6	32,6	25,3	57,9	10,0	9,3
2005	0,0	43,8	21,6	36,8	28,6	57,3	9,8	9,2
2006	-1,1	40,4	19,6	35,3	30,2	56,0	9,5	9,3
2007	-2,6	30,9	15,4	37,1	37,5	49,2	9,7	9,9
2008	-0,2	29,5	16,3	38,0	38,2	46,3	10,5	10,5
2009	1,5	26,7	20,1	35,4	36,4	46,2	10,4	10,9
2010	4,9	33,6	21,8	34,3	31,8	48,0	11,2	10,8
2011	-4,6	27,9	15,3	37,1	39,1	49,8	11,1	11,4
2012	-2,6	26,7	13,0	38,1	41,7	45,9	11,6	12,0
2013	4,4	26,6	17,4	36,9	38,6	41,3	11,9	12,4
2014	-4,3	26,4	15,6	39,2	41,0	48,0	12,4	12,9
2015	1,4	21,8	15,8	35,1	41,2	42,2	13,2	13,3
2016	1,6	24,5	20,3	36,3	37,8	44,8	13,8	13,4
2017	-3,1	27,1	16,9	35,4	37,8	49,5	13,9	13,5
2018	1,9	36,0	20,1	37,7	32,9	49,5	13,9	13,2
2019	-1,6	27,7	20,6	35,1	35,5	50,3	14,0	13,1
2020	-0,2	19,6	20,0	36,5	40,8	44,1	14,8	13,5

Результат этой процедуры отображался на графике изменения коэффициента корреляции по времени с отметкой его значимости для конкретного периода. Значение коэффициента на графике отнесено к концу периода, т. е. каждая точка читается как характеристика связи двух факторов за предшествующие 30 лет. Уровень значимости при проведении анализа выбран равный 0,05.

Результаты и обсуждение

Изменение уровня и объем Азовского моря. В период с 1993 по 2021 г. средний уровень вод на большей части Мирового океана повысился (см. карту, представленную в [19, с. 11]), в некоторых океанических бассейнах он поднялся на 15–20 см. Вместе с тем «перенос» изменений уровня вод Мирового океана во внутренние моря является довольно сложным и недостаточно изученным, так как знания о водном балансе морей ограничены и не определен количественно водообмен между некоторыми морями и океанами [20]. При этом эвстатическое повышение уровня Азовского моря во второй половине XX в. оценивается в 2 мм/год.



Р и с. 2. Динамика уровня Азовского моря (*a*) и элементов его водного баланса: речного стока Q_{riv} (*b*), осадков Q_{prec} (*c*), испарения Q_{eva} (*d*), притока воды из Черного моря Q_{BA} (*e*), оттока воды в Черное море Q_{AB} (*f*)

Fig. 2. Dynamics of the Azov Sea level (*a*) and the components of its water balance: river discharge Q_{riv} (*b*), precipitation Q_{prec} (*c*), evaporation Q_{eva} (*d*), water inflow from the Black Sea Q_{BA} (*e*), and water outflow to the Black Sea Q_{AB} (*f*)

Если сравнивать уровень Азовского моря в начале XX в. по измерениям на ГМС с его современным положением в первых десятилетиях XXI в., то разница составляет примерно 15 см (рис. 2, *a*). Чтобы оценить, насколько верна

такая оценка, требуется отдельное исследование, выходящее за рамки данной статьи. Вместе с тем изменения объема моря могут быть оценены и использованы при расчетах (таблица). По нашим оценкам, ежегодное изменение объема моря в 1966–2020 гг. варьирует от $-4,6$ до $5,8$ км³. Как правило, после резкого увеличения объема моря на следующий год следует такое же уменьшение (например, 1970–1971, 2010–2011, 2013–2014 гг. в таблице). При этом среднее изменение объема близко к нулю. Это подтверждает мнение авторов работы [20], что водный баланс окраинных морей в большой степени влияет на изменение их уровня и обусловленные изменением уровня Мирового океана тенденции нельзя напрямую экстраполировать на Азовское море.

Речной сток. С 2007 г. наблюдается длительный период маловодья на Нижнем Дону, прерванный половодьем в 2018 г. При этом в 2019 г. проблемы с водообеспечением уже отмечались и на Дону, и в бассейне Кубани. Вместе с тем в 2007–2020 гг. объем пресных вод, поступающих в море, в среднем примерно такой же, как и в предыдущий период осолонения (1972–1978 гг.). Однако по длительности текущее маловодье продолжительнее (таблица, рис. 2, б). Следует отметить, что в период с 1978 по 2006 г., когда соленость Азовского моря уменьшалась, не наблюдалось сильного увеличения речного стока (только дважды он достигал ~ 51 км³/год (в 1979 и 1981 гг.) при среднем значении $36,7$ км³/год). При этом в 2018 г., самом многоводном после 2006 г., сток составил $36,0$ км³/год.

Осадки. Атмосферные осадки – важнейший фактор формирования речного стока и водного баланса Азовского моря и самая противоречивая характеристика климатической изменчивости. В результате перестройки климата в конце XX – начале XXI в. было отмечено увеличение годовой суммы осадков относительно первой половины прошлого века (на западном и южном побережьях моря примерно на 130 мм, на восточном – около 70 мм) при увеличении variability их количества от года к году [21]. Положительный тренд атмосферных осадков в период 1891–1995 гг. показан в работе [22]. По мнению авторов работы [23], с 1979 по 2010 г. годовое количество осадков увеличилось на 54 мм. В настоящее время положительная тенденция на юге России сохраняется для весеннего сезона при снижении количества осадков летом⁷. На побережье Азовского моря после 2010 г. наблюдается некоторое снижение годового количества осадков (особенно на востоке), в основном за счет уменьшения их количества летом и осенью [21] (таблица, рис. 2, с).

Изменчивость атмосферных осадков существенно меньше, чем материкового стока, и определяется в большей степени циклическими вариациями глобальной атмосферной циркуляции [5, 24]. Отмечается, что «амплитуда межгодовых колебаний осадков составляет $11,0$ – $14,4$ км³, $\sigma = 2,8$ – $2,9$ км³» [8, с. 122]. В рассматриваемый нами период рассчитанные ежегодные объемы осадков колебались от $13,0$ до $26,6$ км³, $\sigma = 3,2$ км³, медиана равна $19,3$ км³ (таблица).

⁷ Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. М. : Росгидромет, 2019. 79 с.

При этом в 2007–2020 гг. на акваторию моря выпадало меньше осадков, чем ранее, – в среднем 17,8 (13,0–21,8) км³/год. В первый же период осолонения моря в среднем поступало 18,7 (13,4–23,1) км³/год.

По мнению авторов работы [8, с. 122] со ссылкой на [25], «учитывая небольшие размеры моря и густую, относительно равномерную наблюдательную сеть, интерполяционная погрешность определения осадков, выпавших на поверхность Азовского моря, не должна быть высока, особенно в годы с преобладанием циклонического их генезиса. С учетом погрешностей измерений осадков, в основном устраняемых введением соответствующих поправок, а также ошибок пространственной интерполяции, погрешность оценки среднегодовых величин осадков составляет (с вероятностью 67 %) 1,15 км³ или 8 %».

Испарение. В работе [8, с. 122–123] отмечается, что «значительная сложность определения водообмена через проливы не позволяет находить испарение как остаточный член уравнения водного баланса». При этом погрешность определения среднегодовых величин испарения на основе полуэмпирических формул оценивается в 1,35 км³. В величине испарения для 1923–2000 гг. [8] отмечают тенденцию к уменьшению, которую объясняют региональными особенностями климатических изменений в последние 30 лет, связанными с уменьшением средней скорости ветра над акваторией Азовского моря [26] и увеличением облачности в летний сезон [8, с. 123].

Расчитанный объем испарения с водной поверхности Азовского моря представлен в таблице и на рис. 2, *d*. При сопоставлении расчетных величин с данными, представленными в таблицах водного баланса Азовского моря [16], за 1966–1985 гг. можно видеть, что среднее значение испарения по расчетам выше на 1,3 км³/год (34,7 против 33,4 км³/год), изменяется от 30,2 до 39,2 км³/год против 25,8–36,8 км³/год, амплитуда межгодовых колебаний в 1,5 раза меньше, стандартное отклонение тоже. Эти различия связаны с резким уменьшением испарения, представленного в монографии [16], в 1977–1980 гг.

Отрицательный тренд испарения прослеживается с начала 1980-х гг. вплоть до конца XX в. И связано это с уменьшением скорости ветра в азовском регионе. С начала XXI в. при сохранении низкой скорости ветра в связи с ростом температуры воздуха и температуры воды резким уменьшением относительной влажности воздуха испарение стало увеличиваться и возросло с 32 до 38 км³/год к 2011–2012 гг. (таблица и рис. 2, *d*).

Следует отметить, что расчет испарения по формуле (3) с использованием данных береговых ГМС приводит к погрешностям. В работах по их оценке (например, в [27]) приводятся значения, равные ~ 20–25 %, обычно в сторону занижения величины испарения над водоемом. Для исправления этих систематических погрешностей используются косвенные методы. Например, в [16] используется допущение, что в открытом море испарение пропорционально его значениям в прибрежной зоне и может быть определено через модульные коэффициенты (отношение среднегодовых значений к среднемноголетнему). Среднемноголетнее значение в открытом море при этом рассчитывается по архивным судовым наблюдениям. Однако ввиду малого объема современных

синхронных судовых наблюдений обновить среднемноголетнее значение в открытом море трудно. По данным расчетов, за рассматриваемый период оно составило $34,7 \text{ км}^3/\text{год}$, что почти совпадает со значением $34,6 \text{ км}^3/\text{год}$, указанным в [16] как среднее за 1923–1985 гг. Поэтому использование модульных коэффициентов относительно этого среднего почти не изменит результаты. Кроме того, для оценки испарения в открытом море могут быть использованы реанализы, однако в настоящей работе для подготовки входной информации рассматривались только данные прямых измерений.

Водообмен через Керченский пролив. В работе [8] выполнен подробный анализ методов и подходов к оценке величин водного обмена Азовского и Черного морей и трудностей, которые с этим связаны. В качестве примера можно отметить тот факт, что в 1991 г. в одном издательстве под редакцией специалистов ГОИН были изданы два справочника по Азовскому [16] и Черному [28] морям. Оба справочника содержат таблицы водного баланса соответствующих водоемов для 1924–1985 гг. При этом объемы потоков воды из Азовского моря в Черное и обратно в этих двух изданиях значительно различаются. Если сравнить объемы притока воды в Азовское море за 1966–1985 гг., представленные в этих справочниках, то мы получаем соответственно $38,0 (27,1–47,5)$ и $33,3 (28,9–39,8) \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. в среднем справочник по Черному морю занижает приток черноморских вод на $4,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Соответственно примерно на такую же величину завышается отток вод в Черное море: $46,6 (35,2–71,2)$ против $50,6 (41,8–68,9) \text{ км}^3/\text{год}$. Это связано с разными эмпирическими формулами, принятыми для расчета водного обмена через Керченский пролив.

При сравнении методов расчета водообмена через Керченский пролив по [16] и [28] было обнаружено, что расчет оттока воды в Черное море по формулам из обоих справочников приводит к примерно одинаковым значениям. А расчет притока воды из Черного моря по формулам из [28] имеет очень низкую вариабельность. Так, среднеквадратичное отклонение за период 1966–2020 гг. для оттока воды в Черное море по [16] и [28] составило $4,83$ и $4,80 \text{ км}^3/\text{год}$ соответственно, а для притока воды из Черного моря – $4,57$ и $0,91 \text{ км}^3/\text{год}$. Нет оснований считать, что одни и те же условия перемещения вод в проливе дают высокую межгодовую изменчивость оттока вод в Черное море, при этом сохраняя низкую изменчивость притока вод в Азовское море. Поэтому принятые в настоящей работе формулы (4) для расчетов водного обмена через пролив соответствуют справочнику [16] для периода зарегулированного стока. С их помощью был рассчитан приток водных масс из Черного моря, а отток воды из Азовского рассчитан по уравнению водного баланса (5) (таблица, рис. 2, *e* – *f*).

Если сравнивать между собой два периода осолонения (1972–1978 гг. и 2007–2020 гг.), то приток черноморских вод примерно одинаков: $40,3 (35,4–48,0)$ и $41,0 (35,4–45,3) \text{ км}^3/\text{год}$ соответственно. Поэтому повышенная адвекция вод из Черного моря в ответ на изменение пресноводного баланса не может быть единственной причиной столь стремительного роста солености в современное время. В длительный период распреснения (1979–2006 гг.) приток черноморской воды был в среднем на $6 \text{ км}^3/\text{год}$ меньше при сохранении межгодовой изменчивости – $34,3 (27,7–42,5) \text{ км}^3/\text{год}$.

В недавно опубликованной работе [29] представлены оценки оттока водных масс из Азовского моря за 1981–2019 гг., которые получены с применением нового подхода, основанного на спутниковых данных (см. описание метода в работе [30]). По мнению авторов этой статьи, формирование водообмена через пролив в основном связано с локальными гидрометеорологическими процессами.

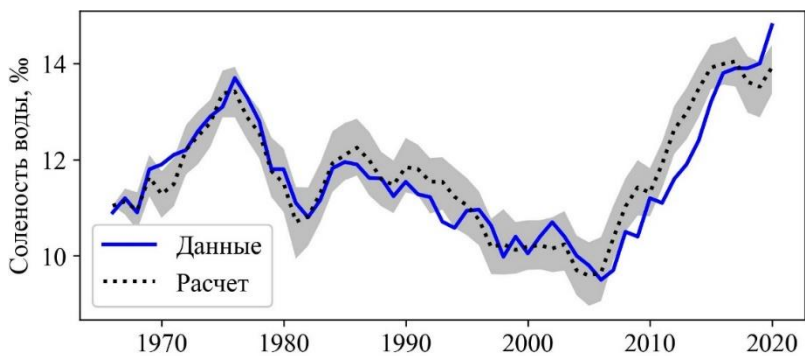
Мы сопоставили представленные в статье оценки годового оттока азовских вод в Черное море с рассчитанными в настоящей работе. При близких средних значениях имеются значительные различия в вариабельности межгодовой изменчивости – 56,0 (28,0–82,0) км³/год в работе [29] против 55,3 (45,7–63,9) км³/год в настоящей работе, стандартное отклонение больше более чем в три раза — 13,1 против 4,2 км³/год. Однако если использовать объемы вытекающей в Черное море воды по данным из [29] в уравнении водного баланса (5), то иногда появляются чрезвычайно малые и чрезвычайно большие объемы компенсационного притока черноморских вод (например, 5,2 км³/год в 1989 г., 4,4 км³/год в 2004 г., 62,2 км³/год в 1984 г., 65,4 км³/год в 2018 г.), которые ранее никогда в литературе не отмечались. Физическое объяснение такой сильной межгодовой вариации водообмена отсутствует.

Динамика средней солености моря. Расчетная среднегодовая средняя по акватории моря соленость в сопоставлении с оценками S_{obs} , полученными в результате осреднения данных наблюдений [1], представлена в таблице. В расчетах использовалось значение калибровочного параметра k , равное 1,04. В целом модель (1)–(2) воспроизводит наблюдаемое изменение средней солености моря, повышение солености в первый период осолонения, последующее уменьшение солености моря с 1976 по 2006 г. и стремительный рост солености начиная с 2007 г. по настоящее время.

Результаты моделирования показывают, что рост солености в 2007–2020 гг. связан не только с длительным маловодьем на Дону, но и с климатическими процессами: потеплением, усилением дефицита влажности в регионе и, как следствие, с ростом испарения с акватории. Интересно, что рост испарения в регионе отмечают и авторы работы ⁸, представившие водный баланс Цимлянского водохранилища с 2000 по 2018 г. Так, испарение с акватории водохранилища увеличилось с 2130 до 2780 млн м³/год, т. е. на 30 %, при том что в отдельные годы из-за недостаточного наполнения водохранилища площадь его зеркала сокращалась.

Результаты серии вычислительных экспериментов расчета средней солености моря с добавлением случайных погрешностей к компонентам водного баланса представлены на рис. 3. Видно, что модель (1)–(2) отражает изменчивость режима солености и сохраняет основные тенденции при вариации внешних факторов. Это позволяет говорить о правомерности получаемых выводов даже при применении других методов определения элементов водного баланса, отличных от использованных в этой работе, если разница между ними укладывается в величину заданных погрешностей.

⁸ Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики водных объектов бассейна реки Дон. СПб. : Свое издательство, 2020. 262 с.



Р и с. 3. Сравнение средней солености Азовского моря по данным наблюдений [1] с результатами серии экспериментов (линия соответствует среднему значению, серая область – диапазону от минимальных до максимальных значений)

F i g. 3. Comparison of the sea-averaged salinity of the Sea of Azov based on observations [1] with the results of a series of experiments (line corresponds to the average value, gray area – to the range of values from minimum to maximum ones)

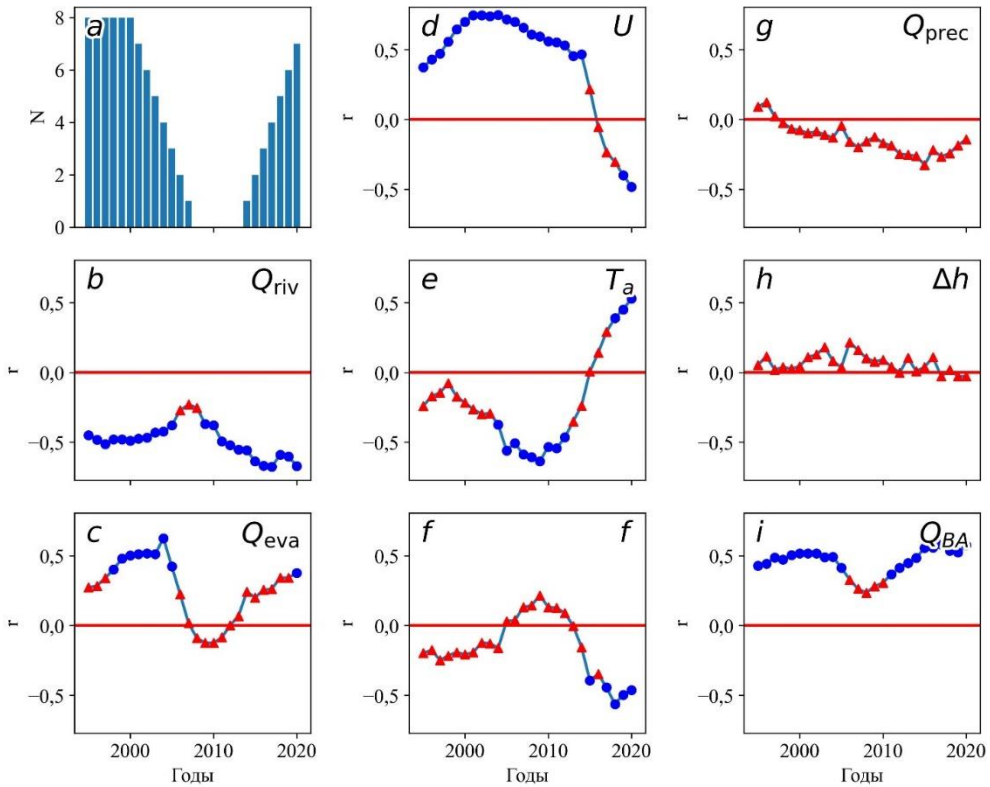
Для облегчения интерпретации результатов корреляционного анализа и графиков изменения коэффициентов корреляции во времени построена гистограмма количества лет с высокой соленостью (более 12 ‰), попавших в соответствующее скользящее окно (рис. 4, *a*). Это позволяет определить, насколько сильно конкретная точка на временном графике коэффициентов корреляции характеризует период с высокой соленостью. Можно выделить три периода: I) скользящие окна, захватывающие годы осолонения в 1970-х; II) окна, охватывающие последующие годы распреснения моря, и III) окна, содержащие годы осолонения в начале XXI в.

Для первого периода имеет место значимая отрицательная корреляционная связь солености моря с речным стоком (рис. 4, *b*) и значимая положительная связь с испарением (рис. 4, *c*) и скоростью ветра (рис. 4, *d*). Причем к началу периода осолонения 1970-х гг. наблюдается рост абсолютных значений коэффициентов корреляции всех трех указанных параметров, а к концу этого периода – спад. При этом амплитуда изменения коэффициента корреляции для речного стока мала, а для испарения и скорости ветра значительна.

Во втором периоде, соответствующем распреснению моря, корреляционная связь с речным стоком (рис. 4, *b*) и испарением (рис. 4, *c*) перестает быть значимой. При этом сохраняется достаточно сильная положительная связь со скоростью ветра (рис. 4, *d*) и становится значимой отрицательная связь с температурой воздуха и воды (на рис. 4, *e* приведен только график для температуры воздуха, так как график для температуры воды почти полностью его повторяет).

На третьем, современном этапе осолонения восстанавливается значимость связи солености с речным стоком (рис. 4, *b*), при этом абсолютные значения коэффициента корреляции немного выше, чем в первый период. Под конец третьего периода, когда в скользящее окно попадет все больше лет с высокой

соленью, становится значимой связь со скоростью ветра (рис. 4, *d*) и температурой воздуха/воды (рис. 4, *e*), однако знак связи для этих зависимостей меняется на противоположный по сравнению с предшествующими периодами. Дополнительно появляется значимая отрицательная связь с относительной влажностью (рис. 4, *f*) и начинает расти значимость испарения (рис. 4, *c*).



Р и с. 4. Гистограмма количества лет N с высокой соленью Азовского моря (более 12 ‰), попавших в соответствующее скользящее окно (*a*), и динамика изменения коэффициентов корреляции r между соленью и следующими характеристиками: речным стоком Q_{riv} (*b*); испарением Q_{eva} (*c*), скоростью ветра U (*d*), температурой воздуха T_a (*e*), относительной влажностью f (*f*), осадками Q_{prec} (*g*), изменением уровня моря Δh (*h*), притоком воды из Черного моря Q_{BA} (*i*). Значимые коэффициенты корреляции отмечены синим кружком, незначимые – красным треугольником

F i g. 4. Histogram of a number of years N with high salinity in the Sea of Azov (more than 12‰) that fell into the corresponding moving window (*a*), and dynamics of variation of the correlation coefficients r between salinity and the following characteristics: river discharge Q_{riv} (*b*); evaporation Q_{eva} (*c*), wind speed U (*d*), air temperature T_a (*e*), relative humidity f (*f*), precipitation Q_{prec} (*g*), change of sea level Δh (*h*) and water inflow from the Black Sea Q_{BA} (*i*). Statistically significant correlation coefficients are marked with blue circles, insignificant ones – with red triangles

Что касается других компонентов водного баланса, то корреляционная связь соленью Азовского моря с осадками (рис. 4, *g*) и изменением уровня моря (рис. 4, *h*) всегда низка и незначима.

В силу формул (4) потоки водообмена с Черным морем функционально зависят от речного стока, поэтому форма графиков и значения коэффициентов корреляции у них повторяются с точностью почти до знака. На рис. 4, *i* приведен график притока черноморских вод, а график оттока азовских вод почти полностью идентичен графику речного стока (рис. 4, *b*).

В результате проведенного анализа получено, что соленость Азовского моря сильно связана с величиной речного стока в периоды осолонения, при этом в фазу распреснения эта связь ослабевает. В оба периода осолонения важную роль также играет испарение с тем различием, что в первом периоде определяющее воздействие оказывала скорость ветра, а во втором – температурно-влажностный режим.

Таким образом, высокая скорость роста солености воды Азовского моря в начале XXI в. может быть объяснена двумя факторами. Во-первых, это продолжительный период маловодья, когда недостаток воды текущего года постепенно усугублялся накапливающимся дефицитом прошлых лет. Во-вторых, это наблюдавшийся в то же время повышенный температурный фон, приведший к росту испарения с водной поверхности. Детальная оценка роли этих двух факторов требует дополнительных исследований.

Относительно основных движущих факторов в период распреснения меньше ясности: видно, что роль как речного стока, так и испарения снижается. При этом остается высокой связь солености со скоростью ветра и температурой воздуха/воды. Поскольку в этот период непосредственная корреляционная связь с испарением слабая, то нельзя достоверно утверждать, что ветер и температура посредством него влияют на соленость. Малое влияние испарения в период распреснения можно объяснить разнонаправленными воздействиями определяющих его факторов, компенсирующими друг друга (так падение скорости ветра приводило к снижению испарения, а рост температуры – к его увеличению).

Кроме того, можно предположить, что отрицательная связь солености моря с температурой носит случайный характер, отражая тот факт, что период падения солености Азовского моря совпал с периодом роста как глобальных, так и региональных температур, но причины этих процессов могут быть разные.

Поскольку связь солености с величиной пресного баланса в период распреснения низкая, возможно, в этот период было усилено влияние водообмена с Черным морем. Проверить это в рамках предложенной модели нельзя в связи с функциональной зависимостью водообмена по формулам (4).

Выводы

После экстремального повышения в 1976 г. среднегодовой средней для Азовского моря солености до 13,8 ‰ она начала снижаться вплоть до 2006 г. и достигла уровня 9,5 ‰, а затем опять стала увеличиваться, причем темпами более быстрыми, чем в период предыдущего осолонения моря в 1965–1976 гг. В 2020 г. соленость моря превысила 14 ‰ и продолжает расти.

Одной из основных причин осолонения Азовского моря после 2007 г. является маловодье на Дону (и частично в бассейне Кубани), которое продолжается уже более 15 лет. Однако одного этого фактора недостаточно для объяснения как снижения солености в последней четверти XX в., так и стремительного роста в 2007–2020 гг.

С применением математической модели водного и солевого баланса Азовского моря, в рамках которой водоем рассматривался как единый водный объект, для среднегодовых значений показано, что в оба периода осолонения важную роль играет испарение, но при этом в первый период определяющее воздействие оказывала скорость ветра, а во второй – температурно-влажностный режим.

Основываясь на сказанном выше, можно предположить, что смена маловодного периода на многоводный в регионе Азовского моря может быть недостаточной причиной для значительного уменьшения солености вод в условиях потепления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердников С. В., Дашкевич Л. В., Кулыгин В. В. Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 503, № 1. С. 65–70. EDN REQVQV. <https://doi.org/10.31857/S2686739722030057>
2. Использование математической модели экосистемы Азовского моря для исследования закономерностей функционирования и структуры системы / И. И. Воронич [и др.] // Доклады АН СССР. 1981. Т. 259, № 2. С. 302–306.
3. Матишов Д. Г., Яцкая Н. А., Бердников С. В. Изменение температуры и солености вод Каспийского моря в XX веке // Океанология. 2018. Т. 58, № 6. С. 864–874. EDN DTGSQM. <https://doi.org/10.1134/S0030157418060114>
4. Информационная основа для нового климатического атласа Азовского моря / Н. Н. Дьяков [и др.] // Труды Государственного океанографического института. 2022. Вып. 223. С. 33–48. EDN BWZVZF.
5. Гаргона Ю. М. Современное распределение Азовского моря и его связь с многолетними колебаниями атмосферной циркуляции // Водные ресурсы. 2002. Т. 29, № 6. С. 747–754.
6. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Гаргона Ю. М. Климатогенные изменения экосистем южных морей в условиях антропогенных воздействий // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2008. № 3. С. 26–34. EDN INMKCT.
7. Водно-экологические проблемы Азовского моря как трансграничного водного объекта и пути их решения / С. В. Жукова [и др.] // Трансграничные водные объекты: использование, управление, охрана : сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции. г. Сочи, 20–25 сентября 2021 г. Новочеркасск : Лик, 2021. С. 137–143.
8. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1. Азовское море / Ю. П. Ильин [и др.]. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 400 с.
9. Матишов Г. Г., Григоренко К. С. Причины осолонения Таганрогского залива // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477, № 1. С. 92–96. EDN ZRWDNJ. <https://doi.org/10.7868/S086956521731019X>
10. Climatic atlas of the Sea of Azov 2008 / G. Matishov, S. Levitus (Eds.). Washington, D. C. : U.S. Government Printing Office, 2008. 148 p. (NOAA Atlas NESDIS 65).
11. Atlas of climatic changes in nine large marine ecosystems of the northern hemisphere (1827–2013). Washington, D.C. : U.S. Government Printing Office, 2014. 131 p. (NOAA Atlas NESDIS 78). <https://doi.org/10.7289/V5Q52MK5>

12. *Матишов Г. Г., Степаньян О. В.* Научно-исследовательское судно «Денеб»: 10 лет морских научных исследований // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 6. С. 548–555. EDN YPUYXZ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-548-555>
13. *Матишов Г. Г., Григоренко К. С.* Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. С. 107–112. EDN IOCNCJ. <https://doi.org/10.31857/S268673972005014X>
14. *Дашкевич Л. В., Бердников С. В., Кулыгин В. В.* Многолетнее изменение средней солёности Азовского моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44, № 5. С. 563–572. EDN ZDQIKH. <https://doi.org/10.7868/S0321059617040046>
15. *Крыленко В. В., Крыленко М. В., Алейников А. А.* Уточнение длины береговой линии Азовского моря с использованием данных спутников Sentinel-2 // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24, № 4. С. 78–92. EDN SQDLTH. <https://doi.org/10.33764/2411-1759-2019-24-4-78-92>
16. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 5. Азовское море. СПб. : Гидрометеоздат, 1991. 236 с.
17. *Евстигнеев В. П., Мишин Д. В., Остроумова Л. П.* Расчет количества выпадающих на поверхность Азовского моря осадков как составляющей его водного баланса // Метеорология и гидрология. 2018. № 8. С. 39–52. EDN LZRJVB.
18. *Дашкевич Л. В., Кулыгин В. В.* Оценка средней температуры поверхностного слоя Азовского моря на основе данных спутниковой съемки и наблюдений прибрежных гидрометеостанций // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий : материалы Международной конференции. М. : Издательство Московского университета, 2019. Т. 25, ч. 2. С. 112–120. <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2019-2-25-112-120>
19. Copernicus sea level space observations: A basis for assessing mitigation and developing adaptation strategies to sea level rise / J.-F. Legeais [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2021. Vol. 8. 704721. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.704721>
20. *Михайлов В. Н., Михайлова М. В.* Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 4. С. 367–379. <https://doi.org/10.7868/S0321059615040082>
21. *Дашкевич Л. В.* Долговременные тенденции в изменениях метеопараметров региона Азовского моря // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2020. Т. 1, № 5. С. 130–137. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2020-1-5-130-137>
22. *Лурье П. М., Панов В. Д.* Влияние изменений климата на гидрологический режим р. Дон в начале XXI столетия // Метеорология и гидрология. 1999. № 4. С. 90–97. EDN XBPNSP.
23. *Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А.* Климатическая изменчивость гидрометеорологических параметров морей России в 1979–2011 годах // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. 2014. № 570. С. 50–87. EDN SFYXKT.
24. *Бабкин В. И., Постников А. Н.* О роли циклонической деятельности в формировании стока Волги, Дона и Днепра // Водные ресурсы. 2000. Т. 27, № 1. С. 106–108. EDN HSUCMY.
25. *Шлыгин И. А.* Оценка погрешности расчета составляющих водного баланса Азовского моря // Труды Государственного океанографического института. 1980. Вып. 153. С. 14–23.
26. *Луц Н. В.* Многолетняя изменчивость скорости ветра в Восточном Приазовье // Метеорология и гидрология. 2001. № 2. С. 98–102.
27. *Албул И. П.* Применение формулы ГГИ для расчета испарения с водной поверхности при различном составе исходной информации // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География 2012. Вып. 3. С. 125–136. EDN PCIXIN.
28. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб. : Гидрометеоздат, 1991. 429 с.

29. Исследование водообмена в Керченском проливе по историческим данным и данным контактных измерений 2019 г. / И. Б. Завьялов [и др.] // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 3. С. 377–386. EDN MJWWCC. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030199>
30. Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait / I. Zaviyalov [et al.] // *Ocean Science*. 2020. Vol. 16, iss. 1. P. 15–30. <https://doi.org/10.5194/os-16-15-2020>

Об авторах:

Бердников Сергей Владимирович, директор, Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук (Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3095-5532**, **Scopus Author ID: 6601964465**, **ResearcherID: AAR-9246-2020**, **SPIN-код: 8657-0260** **AuthorID: 59994**, berdnikovsv@yandex.ru

Кулыгин Валерий Валерьевич, ведущий научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук (Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9748-6497**, **Scopus Author ID: 24399335100**, **ResearcherID: I-3194-2013**, **SPIN-код: 3657-5016** **AuthorID: 539586**, kulygin@ssc-ras.ru

Дашкевич Людмила Владимировна, ведущий научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук (Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1827-0696**, **Scopus Author ID: 56462913600**, **ResearcherID: I-3497-2013**, **SPIN-код: 2002-6082** **AuthorID: 130359**, ldashkev@ssc-ras.ru

Научная статья

УДК 551.465.4: 551.466.8:556.532
EDN: WVSP0B

Региональные особенности плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн в арктических морях

А. А. Букатов, Н. М. Соловей[✉], Е. А. Павленко

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
[✉] nele7@mail.ru

Поступила в редакцию 16.05.2023; одобрена после рецензирования 31.08.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Обобщить результаты исследований пространственно-временной изменчивости плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта – цель настоящей работы.

Методы и результаты. На основе данных *World Ocean Atlas* в узлах сетки $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ за период 1959–2020 гг. рассчитывались среднемесячные профили частоты плавучести. Для изучения вертикальной структуры и дисперсионных свойств внутренних волн находились собственные значения и собственные функции основной краевой задачи типа Штурма – Лиувилля при фиксированных значениях волнового числа. Выявлены региональные особенности вертикальной структуры и внутригодовой изменчивости частоты Вэйсяля – Брента. Выполнен анализ связи вертикальной структуры плотности вод и характеристик свободных внутренних волн в рассматриваемых морях.

Выводы. Показано, что максимальная устойчивость вод в Баренцевом море наступает в июле – августе, в Карском море – в сентябре и ноябре, в море Лаптевых – в июне – ноябре, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях – в июле, в море Бофорта – в июне. В эти же месяцы отмечаются наименьшие значения амплитуды вертикальной составляющей скорости и наименьшие собственные периоды внутренних волн. Глубина залегания максимальных значений амплитуды вертикальной составляющей скорости внутренних волн превышает глубину залегания максимальных значений градиента плотности примерно на 10–20 м.

Ключевые слова: Баренцево море, Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море, море Бофорта, частота Вэйсяля – Брента, внутренние волны, первая мода, амплитуда вертикальной составляющей скорости, собственная частота, собственный период

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

Для цитирования: Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А. Региональные особенности плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн в арктических морях // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 779–796. EDN WVSP0B.

Regional Features of Water Density Stratification and Internal Wave Characteristics in the Arctic Seas

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

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ nele7@mail.ru

Abstract

Purpose. The work is purposed at summarizing the results of studies both of the spatio-temporal variability of water density stratification and the internal wave characteristics in the Barents, Kara, Laptev, East Siberian, Chukchi and Beaufort seas.

Methods and Results. Based on the *World Ocean Atlas* data, the average monthly profiles of buoyancy frequency were calculated at the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid points for 1959–2020. To study the vertical structure and dispersion characteristics of internal waves, the eigenvalues and eigenfunctions of the main boundary value problem of the Sturm – Liouville type were found at the fixed values of a wave number. The regional features of vertical structure and intra-annual variability of the Väisälä – Brunt frequency were revealed. The relationship between the water density vertical structure and the free internal wave characteristics in the seas under consideration was analyzed.

Conclusions. It is shown that maximum water stability in the Barents Sea takes place in July – August, in the Kara Sea – in September and November, in the Laptev Sea – from June to November, in the East Siberian and Chukchi seas – in July, and in the Beaufort Sea – in June. In the same months, the smallest values of the amplitude of vertical velocity component as well as the smallest own periods of internal waves are noted. The depth of maximum values of the vertical component amplitude of internal wave velocities exceeds that of the density gradient maximum values by about 10–20 m.

Keywords: Barents Sea, Kara Sea, Laptev Sea, East Siberian Sea, Chukchi Sea, Beaufort Sea, Väisälä – Brunt frequency, internal waves, first mode, amplitude of velocity vertical component, own frequency, own period

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

For citation: Bukatov, A.A., Solovei, N.M. and Pavlenko, E.A., 2023. Regional Features of Water Density Stratification and Internal Wave Characteristics in the Arctic Seas. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 731-746.

Введение

Структура вод арктических морей формируется в результате взаимодействия вод Центрального полярного бассейна, атлантических вод, приносимых теплым течением Гольфстрим, тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, и вод материкового стока.

Теплые и соленые атлантические воды поступают в Арктику двумя основными ветвями, каждая из которых представляет собой поток величиной 2 Свездрупа (Св) ($\sim 60\,000\text{ км}^3/\text{год}$): ветвь пролива Фрама (Западно-Шпицбергенское течение) и Баренцевоморская ветвь (Нордкапское течение) [1, 2]. По глубоководным желобам атлантические воды проникают в арктические моря далеко на восток. Объем ежегодного поступления тихоокеанских вод в Чукот-

ское море через Берингов пролив ~ 1 Св [3]. Следы тихоокеанских вод обнаруживаются у берегов Гренландии, откуда они в трансформированном виде выносятся из арктического бассейна ¹.

Северный Ледовитый океан – наименьший из океанов, однако он получает наибольшее количество пресной воды, приносимой реками Евразии и Америки. Речные воды, попадая в арктические моря, распространяются тонким слоем по их поверхности и перемешиваются с солеными морскими водами. В процессе взаимодействия пресных вод с более солеными глубинными водами формируются значительные вертикальные градиенты плотности ¹. Наиболее крупные реки, вносящие основной вклад в солевой баланс Северного Ледовитого океана, – Печора (113 км³/год), Обь (406 км³/год), Енисей (607 км³/год), Хатанга (87 км³/год), Лена (556 км³/год), Колыма (103 км³/год), Маккензи (285 км³/год) и Юкон (203 км³/год). Хотя Юкон впадает в Берингово море, бóльшая часть его стока с прибрежным Аляскинским течением поступает в Чукотское море ² [4].

Стратификация плотности может быть представлена профилем частоты плавучести (Вяйсяля – Брента), по которому можно судить о расположении слоя скачка плотности (пикноклина), границах водных масс различного происхождения, глубине распространения конвекции и т. д. Вертикальная структура вод также тесно связана с особенностями функционирования водных экосистем. Например, основные скопления зоопланктона, который является кормовым объектом большинства пелагических рыб, по вертикальному распределению совпадают с глубиной залегания пикноклина. Наличие стратификации плотности обуславливает образование внутренних волн (ВВ), которые являются важным фактором формирования вертикальной и горизонтальной циркуляции вод. Такие виды движения жидкости способствуют обмену энергией, перемешиванию и обогащению вод кислородом, а также поступлению с глубин питательных веществ.

Данная работа посвящена исследованию в арктических морях плотностной структуры вод, характеристик внутренних волн, их взаимосвязи и включает в себя обобщение результатов, полученных в работах [4, 5–10].

Материалы и методика

В качестве исходных гидрологических данных использовались значения температуры и солености из *WOA-2018* в узлах сетки $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ за период 1959–2020 гг. [11, 12]. Область исследования ограничена параллелями 65° и 80° с. ш. и меридианами 16° в. д. и 120° з. д. Для каждого узла сетки рассчитывались среднемесячные профили частоты Вяйсяля – Брента (N , цикл/ч) по формуле

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

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

² Arctic Great Rivers Observatory IV Biogeochemistry and Discharge Data: 2020–2024 : Discharge Dataset / R. M. Holmes [et al.] ; Arctic Data Center. 2021. Version 20220630. doi:10.18739/A2FQ9Q683

где z – глубина; g – ускорение свободного падения; ρ – плотность. Определялись максимум частоты Вайсяля – Брента по глубине ($N_{\max}(z)$, цикл/ч) и глубина его залегания ($HN_{\max}(z)$, м).

Исследование внутренних волн проводилось исходя из системы линейных уравнений движения непрерывно стратифицированной жидкости в форме Фьельдстада, которая имеет решение в виде суперпозиции плоских волн³. В частности, для вертикальной компоненты скорости $w(x, y, z, t)$ (x, y – горизонтальные координаты, t – время) имеет место представление

$$w(x, y, z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} W^{(n)}(k, z) \exp\{i [k_x x + k_y y - \omega^{(n)}(k) t]\} dk_x dk_y,$$

где $\omega^{(n)}(k)$ – дисперсионное соотношение (собственная частота) для моды с номером n и волновым числом $k = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$; $W^{(n)}(k, z)$ – амплитуда этой моды (собственная функция).

Если использовать приближение Буссинеска, отфильтровать поверхностные волны и пренебречь вращением Земли, то $W^{(n)}(k, z)$ будет решением краевой задачи типа Штурма – Лиувилля с нулевыми граничными условиями на дне и свободной поверхности жидкости [8]:

$$d^2 W^{(n)} / dz^2 + (\lambda^{(n)} N^2 - k^2) W^{(n)} = 0, \quad W^{(n)}(H) = W^{(n)}(0) = 0,$$

где $\lambda^{(n)} = (k / \omega^{(n)})^2$ – собственное значение; H – глубина.

Данная спектральная задача соответствует определению собственных значений $\lambda^{(n)}$ и собственных функций $W^{(n)}(k, z)$ для каждого фиксированного значения волнового числа. Для численной реализации краевой задачи по заданному профилю $N(z)$ строилась ее конечно-разностная аппроксимация. Полученная система линейных алгебраических уравнений решалась нахождением корней характеристического уравнения ее матрицы [8, 9, 13].

Для исследования вертикальной структуры и дисперсионных свойств ВВ рассчитывались собственные значения и собственные функции для длин волн > 200 м. При выборе интервала длин волн авторы обращались к работам [14–16], из которых следует, что в высоких широтах на радиолокационных изображениях наблюдаются внутренние волны с длинами 200–3000 м. В работе в качестве иллюстрации приведены распределения характеристик ВВ для длины волны (λ) 1000 м.

Первая мода является доминирующей в спектре волнового пакета [17], поэтому в данной работе выполнялись расчеты характеристик первой моды свободных внутренних волн (амплитуды вертикальной составляющей скорости ($W^{(1)}(k, z)$ в безразмерных единицах) и собственных периодов ($T^{(1)}(k)$ в часах, минутах)).

³ Миропольский Ю. З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 302 с.

Анализ результатов

Моря Северного Ледовитого океана являются окраинными морями. С юга они ограничены побережьем материков, а на севере свободно взаимодействуют с океаном. Они разделены между собой условными линиями и островами, а соединены проливами. Кроме этого, практически во все моря впадают крупные реки.

Моря Баренцево и Карское. Баренцево и Карское моря – западные моря русской Арктики, которые разделяет архипелаг Новая Земля. Гидрологический режим морей формируется под влиянием арктических, атлантических и речных вод. В Баренцевом море наблюдается сложная система циркуляции, связанная с Северо-Атлантическим течением и его ответвлениями (Мурманское, Новоземельское, Персея, Баренца, Медвежинское и т. д.). В результате их взаимодействия формируется циклонический круговорот, в котором теплые атлантические воды смешиваются с холодными стоковыми водами Северного Ледовитого океана [5, 18]. В Карское море через проливы Югорский Шар, Карские Ворота, Маточкин Шар проникают более теплые и соленые баренцево-морские воды, которые вместе с Восточно-Новоземельским, Ямальским течениями, а также с западной ветвью Обь-Енисейского течения образуют хорошо выраженный циклонический круговорот на юго-западе и менее отчетливый – на севере моря.

Речной сток в Баренцево море небольшой, его максимум наблюдается в конце весны – начале лета. На долю Карского моря приходится ~ 55% общего берегового стока во все сибирские моря, максимум речной воды отмечается в конце лета – начале осени ⁴ [5]. Обь и Енисей впадают в Карское море через эстуарии, где речные воды, взаимодействуя с морскими, формируют речной плюм, который простирается на сотни километров от места впадения реки в море и оказывает существенное влияние на процессы в деятельном слое [19]. В северный район Карского моря по желобам Св. Анны и Воронина между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей проникают более соленые и теплые атлантические воды [20].

В холодные месяцы года устойчивость вод в Баренцевом море мала или близка к нестабильному состоянию [5, 21]. Критерием вертикальной устойчивости слоев в море служит значение градиента плотности по вертикали с учетом поправки на адиабатический процесс [21]. При глубинах до ~ 1000 м этой поправкой можно пренебречь в силу ее малости, а вместо градиента плотности рассматривать частоту плавучести. Географическое распределение $N_{\max}(z)$ и $HN_{\max}(z)$ в Баренцевом и Карском морях в июле показано на рис. 1, 2. Можно видеть, что в июле воды с максимальной устойчивостью располагаются в прибрежных районах: в районе дельты р. Печора (Печорское море, ~ 50 цикл/ч), побережья п-ова Ямал, в приустьевых районах Оби и Енисея (~ 60–70 цикл/ч). Центральная часть Баренцева моря занята водами с малыми значениями $N_{\max}(z)$ (< 7 цикл/ч). На север от 75-й параллели максимум частоты плавучести повышается до 10–15 цикл/ч. В центральной части Карского моря с 75° по 80° с. ш. значения $N_{\max}(z)$ составляют ~ 20 цикл/ч, южнее – ~ 80 цикл/ч, в юго-западной части Карского моря 30–50 цикл/ч. Высокая устойчивость в юго-восточной

⁴ Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 6 2023

части Баренцева и южной части Карского морей обусловлена притоком пресных материковых вод, повышающим градиент солёности в прибрежной зоне. Поверхностный прогрев также создает в это время года температурный градиент, но его влияние на устойчивость по сравнению с градиентом солёности менее значительно [5, 22]. Относительно высокая устойчивость вод в Баренцевом море в июле севернее 75° с. ш. обусловлена увеличением градиента солёности вследствие таяния льда. Низкая устойчивость в центральной части (изолиния $N_{\max}(z) \sim 7$ цикл/ч) вызвана присутствием атлантических вод (Нордкапское течение), имеющих высокую солёность и температуру (рис. 1). При своем движении на восток эти воды перемешиваются с водами Баренцева моря, охлаждаются и опускаются с поверхности до слоя, имеющего бóльшую плотность. Это приводит не только к уменьшению устойчивости вод, но и, как следствие, к заглублению максимума частоты Вяйсälä – Брента до 40 м (рис. 2) [21]. Небольшие значения максимума частоты плавучести в центре восточной части Карского моря в июле, вероятнее всего, обусловлены медленным продвижением распределенных прибрежных вод на север.

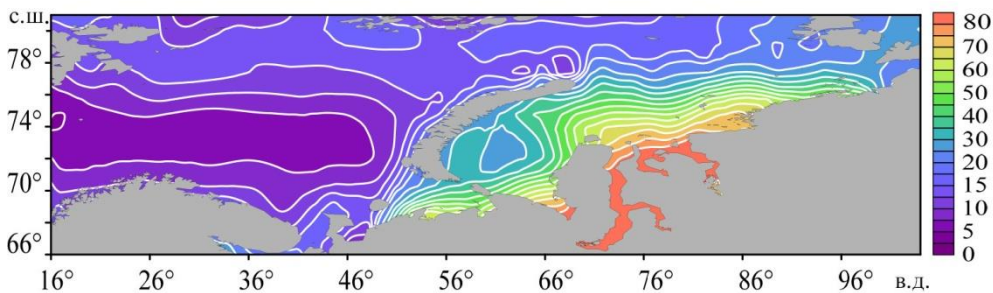


Рис. 1. Среднемноголетнее распределение максимума частоты Вяйсälä – Брента (цикл/ч) в морях Баренцевом и Карском в июле

Fig. 1. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum (cycle/hour) in the Barents and Kara seas in July

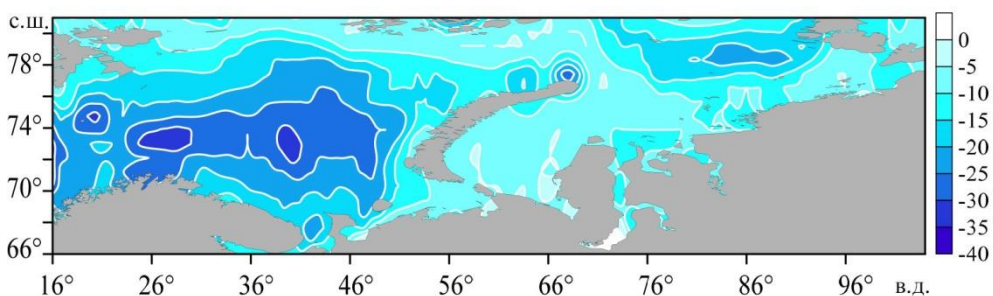
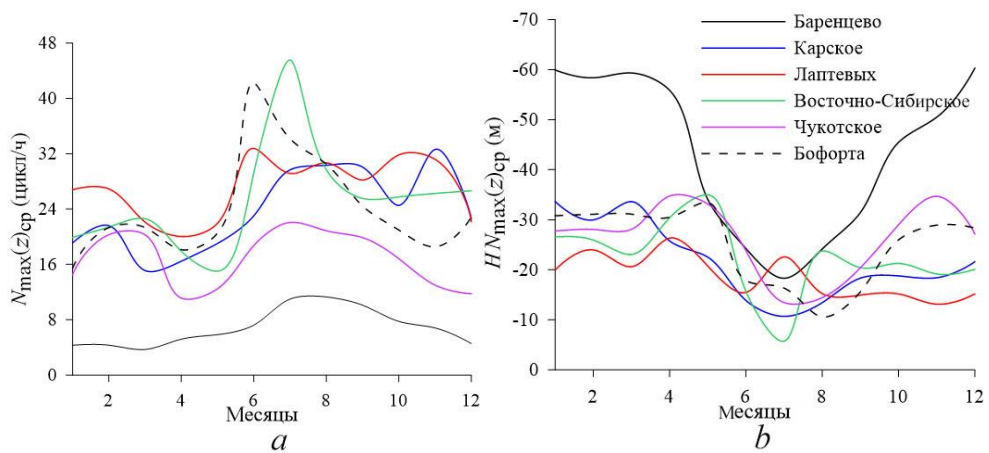


Рис. 2. Среднемноголетнее распределение глубины залегания максимума частоты Вяйсälä – Брента (м) в морях Баренцевом и Карском в июле

Fig. 2. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum depth (m) in the Barents and Kara seas in July

Для характеристики внутригодовой изменчивости устойчивости вод в арктических морях для каждого месяца рассчитывались средние значения максимума частоты Вайсяля – Брента ($N_{\max}(z)_{cp}$) (рис. 3, *a*) и средние глубины их залегания ($HN_{\max}(z)_{cp}$) (рис. 3, *b*). Средние значения получены как средние арифметические значения по всей акватории моря. Видно, что в Баренцевом море максимальная устойчивость наступает в июле – августе, а в Карском море – в августе – сентябре и ноябре. В октябре в Карском море с началом процесса ледообразования устойчивость понижается. В ноябре с образованием ледового покрова речные воды начинают распространяться в подледных горизонтах, что ведет к увеличению устойчивости [5, 22]. В теплое время года слой скачка плотности поднимается к поверхности, а зимой заглубляется. В Баренцевом море летом средняя глубина залегания пикноклина составляет ~ 24 м, зимой – ~ 60 м, в Карском море летом – ~ 14 м, зимой – ~ 35 м (рис. 3, *a, b*).



Р и с. 3. Внутригодовой ход среднего по акватории моря значения $N_{\max}(z)$ (*a*) и глубины его залегания (*b*)

F i g. 3. Intra-annual variation of the sea area average value $N_{\max}(z)$ (*a*) and its depths (*b*)

Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Гидрологические условия моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря формируются главным образом под влиянием процессов взаимодействия поверхностных арктических вод с речными водами. Береговой сток в море Лаптевых составляет $\sim 30\%$ от общего объема материкового стока во все моря русской Арктики, в Восточно-Сибирское море $\sim 10\%$ ⁴. Лена несет свои воды в море Лаптевых через узкие и неглубокие протоки, образующие широкую дельту. Пресные речные воды наслаиваются на соленые и плотные морские воды, растекаясь по ним тонким слоем. Образующийся речной плюм зависит от направления ветра, что объясняется его небольшой глубиной. В годы с преобладанием западных и северных ветров опресненная водная масса концентрируется на юге моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, занимая относительно небольшую площадь ~ 250 тыс. км², и простирается менее чем на 250 км на север. Под влиянием восточных ветров плюм Лены распространяется на вдвое большую акваторию [19].

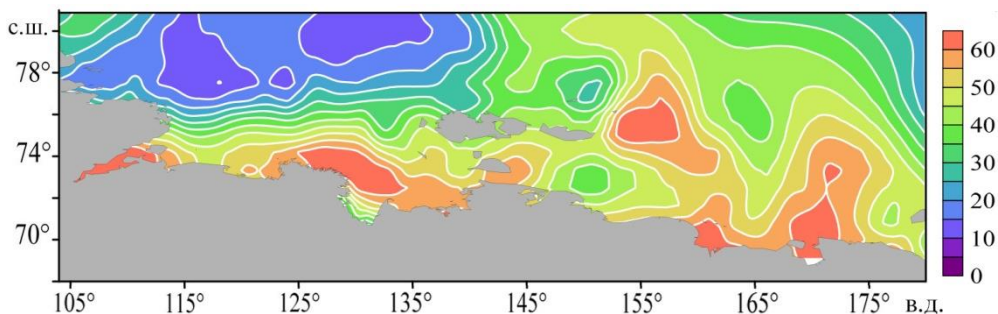
В глубоководных районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в результате взаимодействия поверхностной арктической и глубинной атлантической водных масс под поверхностными арктическими водами образуется слой более соленой и холодной воды. Вертикальная структура вод северной и восточной частей Восточно-Сибирского моря формируется под влиянием адвекции трансформированных тихоокеанских вод, поступающих через пролив Лонга или вдоль северного берега о. Врангеля из Чукотского моря¹ [6].

Плотностная стратификация вод моря Лаптевых наиболее выражена с конца весны до начала осени. В зонах сильного влияния берегового стока в результате смешения речных и поверхностных арктических вод образуется вода с относительно высокой температурой и низкой соленостью. На границе их раздела (горизонт 5–10 м) создаются большие градиенты солености и плотности с максимальными значениями в южных районах и у кромки льдов. В устье р. Лена значения $N_{\max}(z)$ в июле достигают 80 цикл/ч, в устье р. Хатанга – 75 цикл/ч (рис. 4). В юго-восточной части моря Лаптевых, куда под действием циклонической циркуляции в поверхностном слое моря распространяется большая часть стока рек Хатанга и Лена, пикноклин прослеживается на протяжении всего года [6]. Ветровое перемешивание на свободных ото льда пространствах моря Лаптевых в летний период развито слабо¹, что способствует увеличению плотностной стратификации вод. В более глубоководных северных районах в теплый период года стратификация значительно меньше, чем на юге. Большая часть северной половины моря покрыта льдами, и поверхностный слой воды прогревается слабо.

Поверхностные течения в море Лаптевых образуют циклонический круговорот. Воды, движущиеся вдоль берега по направлению с запада на восток, вовлекают сток р. Лена. У Новосибирских островов часть потока отклоняется на север, выходит за пределы моря, где соединяется с Трансарктическим течением. У оконечности Северной Земли от сформировавшегося потока ответвляется Восточно-Таймырское течение, которое движется на юг вдоль восточных берегов Северной Земли и п-ова Таймыр, замыкая циклоническое кольцо. Другая часть вдольберегового течения в море Лаптевых через проливы Санникова и Дмитрия Лаптева попадает в Восточно-Сибирское море, продолжая движение на восток. Вблизи о. Врангеля часть потока поворачивает на северо-запад и выносится к северным окраинам моря, соединяясь с Трансарктическим течением, часть через пролив Лонга идет в Чукотское море⁴ [10]. Расслоение вод по плотности в Восточно-Сибирском море наиболее выражено на юге, куда через проливы Лаптева и Санникова поступают распресненные воды Сибирского Прибрежного течения, а также воды рек Колыма и Индигирка. В этом районе пикноклин прослеживается с июня по сентябрь, а к концу теплого периода года разрушается под действием ветрового перемешивания. В приустьевых участках значения $N_{\max}(z)$ достигают 70–85 цикл/ч.

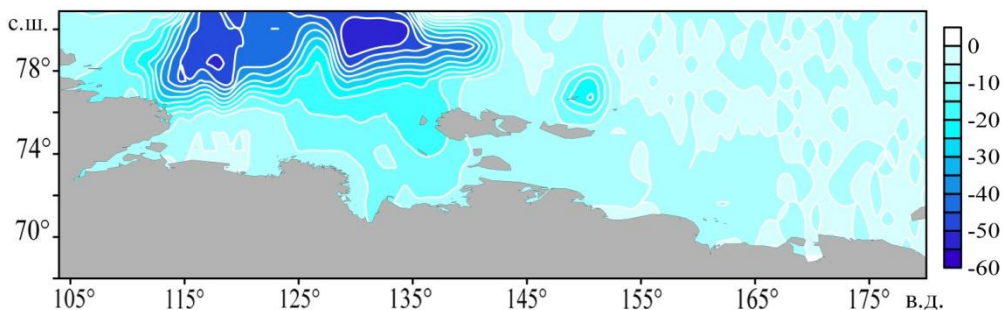
Восточно-Сибирское море – самое ледовитое из арктических морей. С октября по июнь оно полностью покрыто льдом. Значительное увеличение $N_{\max}(z)_{\text{ср}}$ в июле, по-видимому, связано с усиленным таянием льда [6, 8]. Внутригодовой максимум устойчивости в южной части Восточно-Сибирского моря приходится на август, $N_{\max}(z)_{\text{ср}}$ составляет ~ 55 цикл/ч при $HN_{\max}(z)_{\text{ср}} \sim 5$ м. В более глубоководных районах моря внутригодовой максимум устойчивости

вод приходится на июль, $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ составляет ~ 40 цикл/ч при $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 5$ м (рис. 4, 5). Большие градиенты плотности в юго-восточном и северном районах моря отмечаются на протяжении всего года на глубинах 25–55 м [6]. Эти глубины соответствуют слою постоянного пикноклина, разделяющего глубинные воды и поверхностные арктические или тихоокеанские воды, поступающие из Чукотского моря¹. Значения $N_{\max}(z)$ в юго-восточном и северном районах достигают в теплый период года ~ 50 цикл/ч [6, 10].



Р и с. 4. Среднеголетнее распределение максимума частоты Вэйсälä – Брента (цикл/ч) в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в июле

F i g. 4. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum (cycle/hour) in the Laptev and East Siberian seas in July



Р и с. 5. Среднеголетнее распределение глубины залегания максимума частоты Вэйсälä – Брента (м) в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в июле

F i g. 5. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum depth (m) in the Laptev and East Siberian seas in July

Моря Чукотское и Бофорта. Чукотское море – самое восточное евроазиатское арктическое море. На большей части его акватории преобладают глубины ~ 50 м. Максимальные глубины отмечаются на севере и не превышают 1300 м. Материковый сток в Чукотское море мал, общее поступление речных вод в год составляет всего 72 км^3 ⁴. В связи с этим его влияние на гидрологические условия незначительно и сказывается только на стратификации прибрежных вод. В большей степени на гидрологический режим Чукотского моря влияет водообмен с Центральным полярным бассейном и с Тихим океаном. Тихоокеанские воды, выходя из Берингова пролива в Чукотское море, распространяются в разных направлениях. Их основной поток направлен на север. На

широте залива Коцебу к ним присоединяются опресненные речным стоком воды этого залива ⁴. Двигаясь дальше на север, воды Берингоморского течения разделяются на два потока, один из которых в виде Аляскинского течения поворачивает на северо-восток, второй отклоняется на северо-запад ¹. Продвигаясь по восточной мелководной, с глубинами до 40–50 м, части шельфа Чукотского моря, берингоморские воды смешиваются с местными водами. Поэтому здесь стратификация вод выражена относительно слабо ($N_{\max}(z)$ составляет ~ 20 цикл/ч в июле) (рис. 6) [7]. В более глубоких северных районах моря трансформированные тихоокеанские воды охлаждаются и погружаются в подповерхностные слои, образуя прослойку с ядром (расположенным на горизонтах 40–100 м), под которой располагается глубинная вода ¹.

Заметное влияние на гидрологические условия морей Чукотского и Бофорта оказывает сток рек, впадающих в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Линза, сформированная стоком Лены, Яны, Индигирки и Колымы, является крупнейшей по площади в Мировом океане [23]. При усилении атмосферной циклонической циркуляции в европейской части Арктики опресненные и холодные воды линзы через пролив Лонга с вдольбереговым Сибирским течением поступают в Чукотское море и Берингов пролив. У западного побережья Чукотского моря, в районе влияния опресненных вод вдольберегового Сибирского течения, плотностная стратификация наибольшая. Значения частоты плавучести в июле достигают 50 цикл/ч (рис. 6). При слабом развитии Сибирского течения опресненные воды уходят на северо-восток, достигают северных районов Чукотского моря и затем вовлекаются в циркуляцию моря Бофорта, увеличивая количество пресной воды в этом районе [7, 23]. На севере моря по глубоководному Чукотскому желобу на горизонтах 400–450 м распространяются глубинные атлантические воды. Эти воды попадают в Чукотское море через 5 лет после их входа в Арктический бассейн в районе Шпицбергена ⁴.

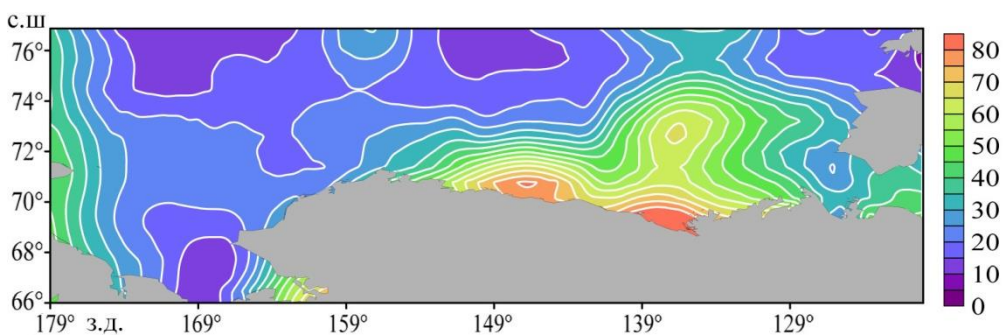
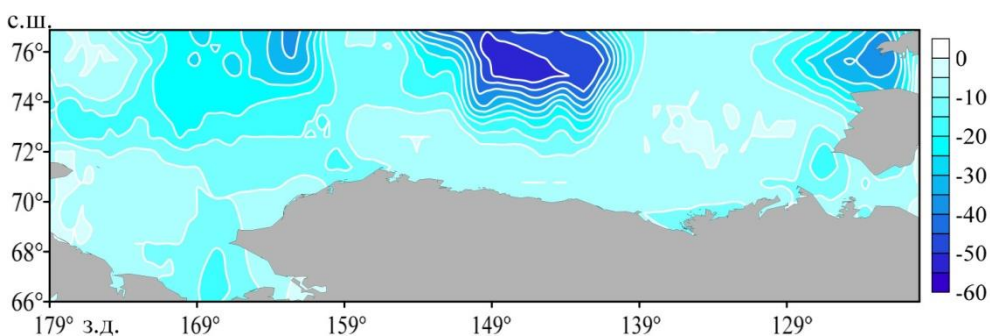


Рис. 6. Среднегодовое распределение максимума частоты Вэйсälä – Брента (цикл/ч) в морях Чукотском и Бофорта в июле

Fig. 6. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum (cycle/hour) in the Chukchi and Beaufort seas in July

Море Бофорта расположено у северного побережья Аляски и Канады. Его шельф самый узкий из всех шельфов Арктического бассейна, ширина редко превышает 50 км. За пределами шельфа океаническое дно резко понижается, образуя котловину с глубинами более 3000 м. Гидрологические условия моря

Бофорта определяются его связью с прилегающими районами Центрального полярного бассейна, материковым стоком (прежде всего р. Маккензи) и притоком вод через Берингов пролив. Акватория моря Бофорта летом заполнена теплыми тихоокеанскими водами. В прикромочных районах и в зоне воздействия стока р. Маккензи тихоокеанские воды погружаются под распресненные воды моря Бофорта ¹. Здесь значения частоты плавучести в июле достигают 80 цикл/ч (рис. 6) при глубине залегания максимума $N(z)$ 5–10 м (рис. 7). В северной части моря Бофорта, на южной периферии Восточного антициклонического круговорота Центрального полярного бассейна, максимальные градиенты плотности невелики (~ 10 – 15 цикл/ч), они отмечаются на глубинах ~ 50 – 60 м, что соответствует глубине слоя основного пикноклина. Наименьшие средние значения максимума частоты плавучести и наибольшие средние глубины их залегания отмечаются в холодные месяцы. Минимум $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ в апреле составляет ~ 10 цикл/ч при $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 35$ м (рис. 3, *a, b*).



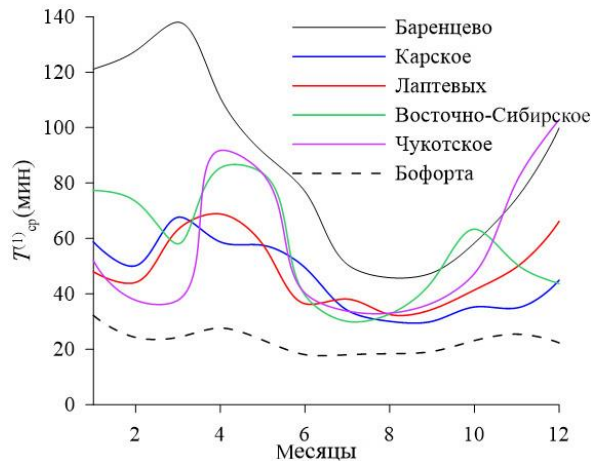
Р и с. 7. Среднемноголетнее распределение глубины залегания максимума частоты Вэйсälä – Брента (м) в морях Чукотском и Бофорта в июле
F i g. 7. Average long-term distribution of the Väisälä – Brunt frequency maximum depth (m) in the Chukchi and Beaufort seas in July

Внутренние волны

Основной источник генерации внутренних волн в океане – приливы. В арктических морях очаги генерации внутренних приливных волн локализованы вблизи континентального склона и масштабных неоднородностей рельефа дна [24]. Свободные внутренние волны приливного периода распространяются во всей толще океана. Однако широта, близкая к $74,5^\circ$, является критической для этих ВВ, и севернее этой широты они не могут существовать в виде свободных волн. Считается, что в области высоких широт внутренняя волна приливного периода по мере окончания действия вынуждающей силы разрушается, генерируя пакет короткопериодных (высоочастотных) волн, для которых нет запрета на существование в полярных широтах. В районах арктических морей, расположенных немного южнее $74,5^\circ$ с. ш., эффект критического поведения внутренних волн также проявляется. В литературе описан ряд экспериментальных наблюдений, которые подтверждают существование внутренних короткопериодных волн в арктических морях [25].

Внутригодовой ход осредненных по площади моря периодов первой моды ВВ приведен на рис. 8. Значения периодов представлены для длины волны 1000 м ($T_{\text{cp}}^{(1)}$), однако качественно график $T_{\text{cp}}^{(1)}(k)$ будет иметь такой же вид

и для других длин волн из рассматриваемого диапазона [8, 9]. Из рис. 3, а и рис. 8 видно, что ВВ с наименьшими периодами (наибольшими частотами) наблюдаются в месяцы максимальных градиентов плотности. Коэффициент корреляции (R) между внутригодовыми циклами $N_{\max}(z)_{\text{ср}}$ и $T_{\text{ср}}^{(1)}$ находится в интервале от $-0,83$ до $-0,95$ [8]. Самые короткопериодные ВВ наблюдаются в июле – сентябре, в месяцы максимальной (летней) стратификации вод. Минимальное значение $T_{\text{ср}}^{(1)}$ в Баренцевом море составляет ~ 45 мин, в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском ~ 30 мин, в море Бофорта ~ 20 мин. Максимальные значения осредненного собственного периода ($T_{\text{ср}}^{(1)} \text{max}$) отмечаются зимой и весной, когда пикноклин повсеместно сглажен перемешиванием вод ¹. В Баренцевом море $T_{\text{ср}}^{(1)} \text{max}$ составляет ~ 2 ч 20 мин, в Карском, Лаптевых ~ 1 ч 10 мин, в Восточно-Сибирском и Чукотском ~ 1 ч 30 мин, в море Бофорта ~ 30 мин.

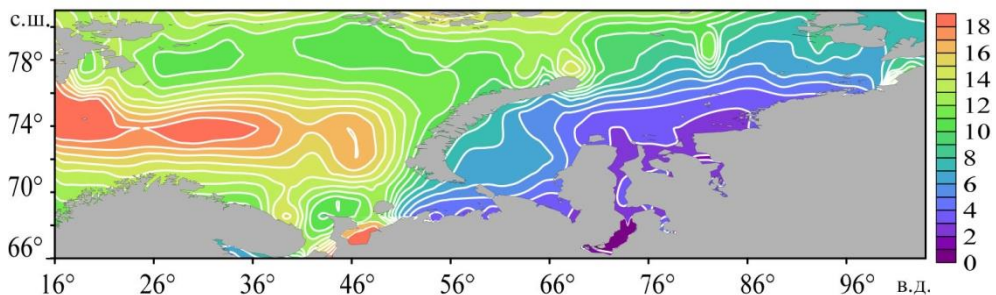


Р и с. 8. Внутригодовой ход среднего по акватории моря собственного периода первой моды ВВ (мин), $\lambda = 1000$ м

F i g. 8. Intra-annual variation of the sea area average own period of the IW first mode (min), $\lambda = 1000$ m

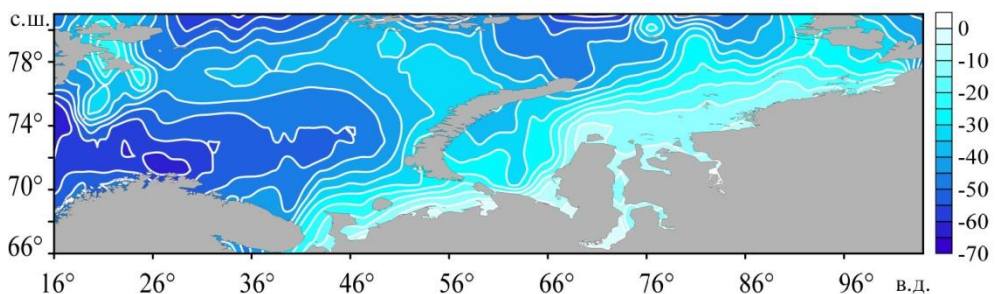
Для анализа вертикальной структуры ВВ в каждом узле сетки рассчитывались профили амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ, определялись максимум $W^{(1)}(z)$ ($W_{\max}(z)$) и глубина его залегания ($HW_{\max}(z)$). На рис. 9–14 представлено среднемноголетнее распределение $W_{\max}(z)$ и $HW_{\max}(z)$ в исследуемых морях в июле. Полученные для каждого месяца значения $W_{\max}(z)$ и $HW_{\max}(z)$ осреднялись по акваториям морей ($W_{\max}(z)_{\text{ср}}$, $HW_{\max}(z)_{\text{ср}}$) (рис. 15, а, б). Получено, что наибольшие значения $W_{\max}(z)_{\text{ср}}$ (более интенсивная волновая динамика) наблюдаются в месяцы наименьших градиентов плотности: в Баренцевом и Карском морях – в марте, в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Бофорта – в апреле, в Чукотском – в апреле и декабре. Коэффициент корреляции между внутригодовыми циклами $N_{\max}(z)_{\text{ср}}$ и $W_{\max}(z)_{\text{ср}}$ составляет от $-0,73$ до $-0,95$ [8]. Весной и летом тающие льды, впадающие реки приносят большое количество пресной воды, снижая соленность поверхностных слоев морей, увеличивая градиент плотности в районах стока рек и таяния

льда. Там же наблюдаются минимальные значения амплитуды вертикальной составляющей скорости. Опресненные воды образуют своего рода «крышку», которая мешает перемешиванию верхних и нижних слоев, препятствует развитию внутренних волн.



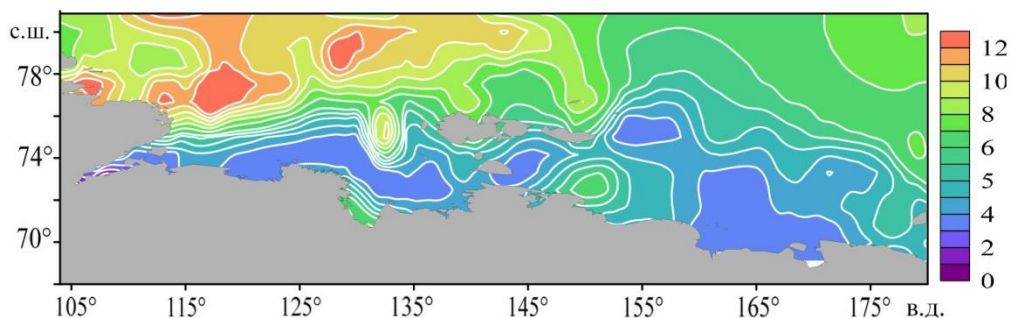
Р и с. 9. Среднегодовое распределение максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (в условных единицах) в морях Баренцевом и Карском в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 9. Average long-term distribution of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (conventional units) in the Barents and Kara seas in July, $\lambda = 1000$ m



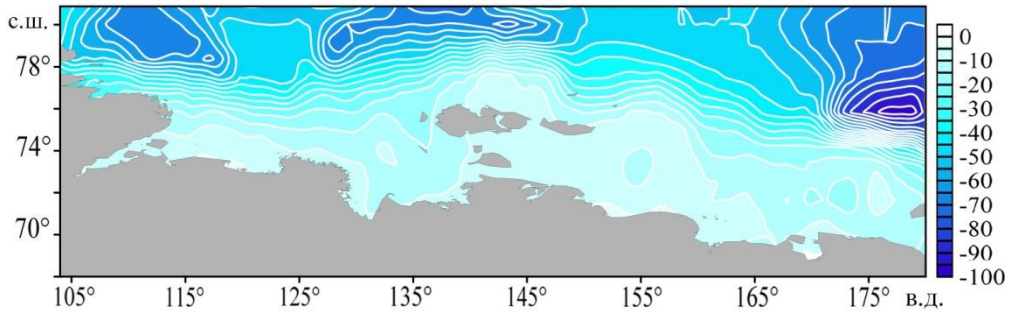
Р и с. 10. Среднегодовое распределение глубины залегания максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (м) в морях Баренцевом и Карском в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 10. Average long-term distribution of depth of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (m) in the Barents and Kara seas in July, $\lambda = 1000$ m



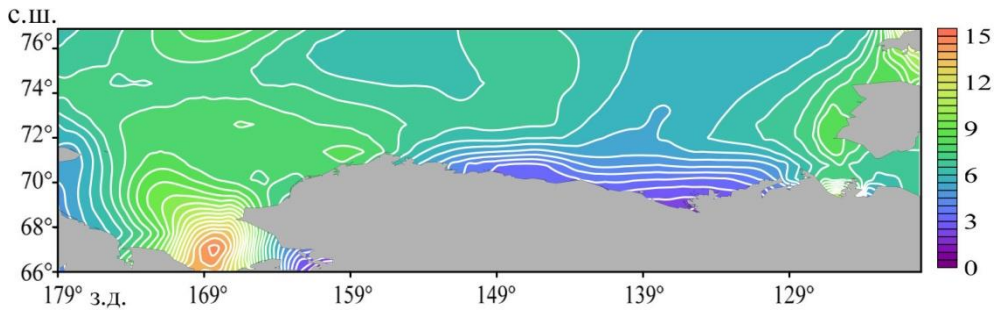
Р и с. 11. Среднегодовое распределение максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (в условных единицах) в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 11. Average long-term distribution of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (conventional units) in the Laptev and East Siberian seas in July, $\lambda = 1000$ m



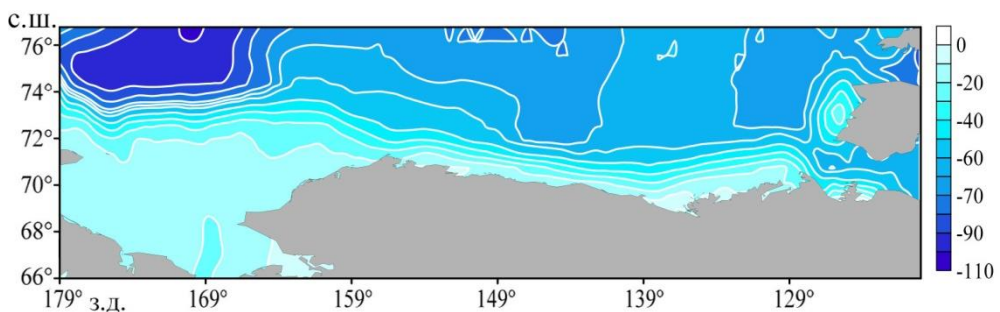
Р и с. 12. Среднегодолетнее распределение глубины залегания максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (м) в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 12. Average long-term distribution of depth of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (m) in the Laptev and East Siberian seas in July, $\lambda = 1000$ m



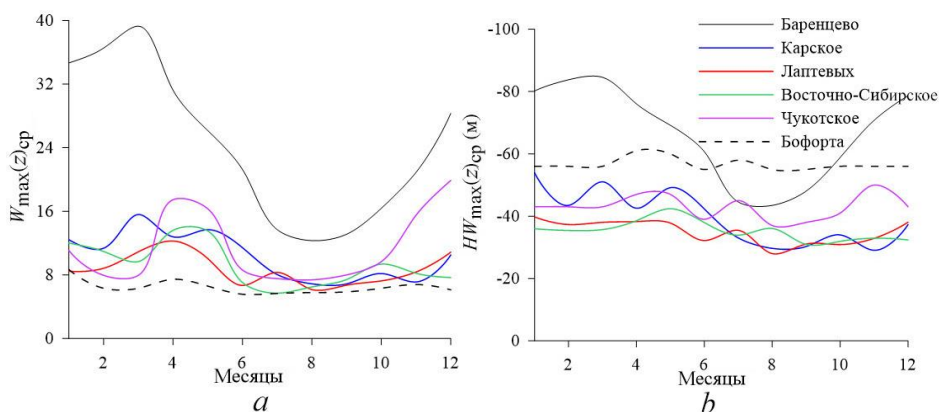
Р и с. 13. Среднегодолетнее распределение максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (в условных единицах) в морях Чукотском и Бофорта в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 13. Long-term average distribution of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (conventional units) in the Chukchi and Beaufort seas in July, $\lambda = 1000$ m



Р и с. 14. Среднегодолетнее распределение глубины залегания максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (м) в морях Чукотском и Бофорта в июле, $\lambda = 1000$ м

F i g. 14. Average long-term distribution of depth of the maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (m) in the Chukchi and Beaufort seas in July, $\lambda = 1000$ m



Р и с. 15. Внутригодовой ход среднего по акватории моря максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды ВВ (в условных единицах) (а) и глубины его залегания (м) (b), $\lambda = 1000$ м

Fig. 15. Intra-annual variation of the sea area average maximum amplitude of velocity vertical component of the IW first mode (conventional units) (a) and its depth (b), $\lambda = 1000$ m

В Баренцевом море вертикальные градиенты плотности невелики по сравнению с другими арктическими морями. Слой скачка плотности выражен с июля по октябрь [5]. Значения гидрологических и волновых характеристик, осредненных за эти четыре месяца, составляют: $N_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 10$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 30$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 14$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 49$ м. Вертикальная динамика вод наиболее ярко проявляется зимой и весной (декабрь – март), когда сезонный пикноклин размыт, благодаря конвективному и ветровому перемешиванию вод: $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ достигает $\sim 4,2$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 60$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 34,7$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 82$ м. В Карском море слой скачка плотности сохраняется в течение всего года [5]. В июне начинает формироваться сезонный пикноклин, который с июля по ноябрь четко выражен. Значения характеристик, осредненные за эти 5 месяцев, следующие: $N_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 30$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 16$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 7,4$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 31$ м. Наибольшие средние значения $W_{\max}(z)$ достигаются зимой и весной (декабрь – июнь): $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 12,5$ на горизонте ~ 45 м.

В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском благодаря стоку рек Хатанга, Лена, Колыма, Индигирка пикноклин также прослеживается на протяжении всего года [6]. В море Лаптевых с июня по ноябрь $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ составляет ~ 30 цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 16$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 7,2$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 32$ м; в зимние и весенние месяцы (декабрь – май) $N_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 23,3$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 17$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 10$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 38$ м. В Восточно-Сибирском море наибольшее значение $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ определяется в июле и превышает 45 цикл/ч при $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 5,5$ м. Соответственно, в июле $W_{\max}(z)_{\text{cp}}$ составляет $\sim 5,7$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 34$ м (рис. 3, 15).

В морях Чукотском и Бофорта с июня по октябрь наблюдаются максимальные градиенты плотности в прибрежных и прикромочных областях [7]. В Чукотском море стратификация наиболее выражена в июле ($N_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 22$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 13$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 7,5$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 45$ м), в море Бофорта – в июне

($N_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 42$ цикл/ч, $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 18$ м, $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 5,6$, $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 55$ м). Волновая динамика наиболее развита в зоне смещения летних тихоокеанских вод, опресненных вод залива Коцебу и шельфовых вод Чукотского моря. В апреле и декабре в Чукотском море определяются наименьшие значения $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$, составляющие ~ 11 цикл/ч при $HN_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 35$ м, и наибольшие значения $W_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 17\text{--}19$ при $HW_{\max}(z)_{\text{cp}} \sim 43\text{--}47$ м (рис. 3, 15).

Следует отметить, что при рассмотренных условиях (плотностная стратификация, глубина моря, длина волны) глубина залегания максимальных значений амплитуды вертикальной составляющей скорости внутренних волн превышает глубину залегания максимальных значений градиента плотности на $\sim 10\text{--}20$ м. Географически районы с малыми значениями максимума частоты плавучести соответствуют районам с большими значениями максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости ВВ. Коэффициент корреляции между $N_{\max}(z)$ и $W_{\max}(z)$ находится в диапазоне от $-0,45$ до $-0,77$, R между глубинами $N_{\max}(z)$ и $W_{\max}(z)$ – в диапазоне $0,23\text{--}0,78$ [8].

Заключение

На основе термохалинных данных *World Ocean Atlas* за период 1955–2020 гг. с разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ проведено исследование плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта. Выполнен анализ связи вертикальной структуры поля плотности и характеристик свободных внутренних волн в указанных морях.

Показано, что максимальная устойчивость вод в Баренцевом море наступает в июле – августе, в Карском море – в сентябре, ноябре, в море Лаптевых – в июне – ноябре, в Восточно-Сибирском и Чукотском море – в июле, в море Бофорта – в июне. В эти месяцы осредненные по акваториям морей значения максимума частоты плавучести составляют: в Баренцевом море ~ 11 цикл/ч, в Карском море ~ 31 цикл/ч, в море Лаптевых ~ 30 цикл/ч, в Восточно-Сибирском море ~ 45 цикл/ч, в Чукотском море ~ 22 цикл/ч, в море Бофорта ~ 42 цикл/ч. Осредненные по акваториям морей глубины залегания максимального градиента плотности следующие: в Баренцевом море ~ 21 м, в Карском море ~ 18 м, в море Лаптевых ~ 16 м, в Восточно-Сибирском море ~ 6 м, в Чукотском море ~ 13 , в море Бофорта ~ 17 м.

Получено, что наибольшие значения $W_{\max}(z)_{\text{cp}}$ наблюдаются в месяцы наименьших градиентов плотности: в Баренцевом и Карском морях – в марте, в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Бофорта – в апреле, в Чукотском – в апреле и декабре. Коэффициент корреляции между внутрigoдовыми циклами $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ и $W_{\max}(z)_{\text{cp}}$ лежит в интервале $-0,73 \dots -0,95$. Внутренние волны с наименьшими периодами (наибольшими частотами) наблюдаются в месяцы максимальных градиентов плотности. Коэффициент корреляции между внутрigoдовыми циклами $N_{\max}(z)_{\text{cp}}$ и $T_{\text{cp}}^{(1)}$ изменяется в диапазоне $-0,83 \dots -0,95$.

При рассмотренных условиях глубина залегания максимальных значений амплитуды вертикальной составляющей скорости внутренних волн превышает глубину залегания максимальных значений градиента плотности примерно на $10\text{--}20$ м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters / B. Rudels [et al.] // *Polar Research*. 2004. Vol. 23, iss. 2. P. 181–208. <https://doi.org/10.3402/polar.v23i2.6278>
2. *Ivanov V. V., Frolov I. E., Filchuk K. V.* Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66, № 3. С. 246–266. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266>
3. *Фёдорова З. П., Янкина З. С.* Поступление тихоокеанской воды через Берингов пролив в Чукотское море // *Океанология*. 1963. Т. III, вып. 5. С. 777–784.
4. *Bukatov A. A., Pavlenko E. A., Solovei N. M.* River runoff influence on the density stratification of the russian arctic seas // *Processes in GeoMedia* / Ed. T. Chaplina. Switzerland, Cham : Springer, 2023. P. 523–536. (Springer Geology Series ; vol. VI). <https://doi.org/10.1007/978-3-031-16575-7>
5. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Особенности пространственно-временной изменчивости частоты Вайсяля – Брента в Баренцевом и Карском морях // *Процессы в геосредах*. 2018. № 3. С. 1004–1013.
6. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Региональные особенности распределения частоты Вайсяля – Брента в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 5. С. 437–448. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-437-448
7. *Букатов А. Е., Павленко Е. А.* Пространственно-временная изменчивость распределения частоты плавучести в Чукотском море // *Процессы в геосредах*. 2017. № 3 (12). С. 573–579.
8. *Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А.* Свободные короткопериодные внутренние волны в арктических морях России // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 6. С. 645–658. doi:10.22449/0233-7584-2021-6-645-658
9. *Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А.* Оценка связи дисперсионных свойств свободных внутренних волн и вертикальной структуры поля плотности в Баренцевом и Карском морях // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 1. С. 20–30. doi:10.22449/0233-7584-2020-1-20-30
10. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Влияние материкового стока на плотностную стратификацию морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // *Процессы в геосредах*. 2021. № 2 (28). С. 1093–1100.
11. World Ocean Atlas 2018. Volume 1 : Temperature / R. A. Locarnini [et al.] ; techn. ed. A. Mishonov. Silver Spring, MD : U.S. Department of Commerce, 2019. 52 p. (NOAA Atlas NESDIS 81). URL: https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2021-03/woa18_vol1.pdf (date of access: 31.10.2021).
12. World Ocean Atlas 2018. Volume 2 : Salinity / M. M. Zweng [et al.] ; techn. ed. A. Mishonov. Silver Spring, MD : U.S. Department of Commerce, 2019. 50 p. (NOAA Atlas NESDIS 82). URL: https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2020-04/woa18_vol2.pdf (date of access: 31.10.2021).
13. *Гриценко В. А., Красицкий В. П.* Об одном способе расчета дисперсионных соотношений и собственных функций внутренних волн в океане по данным натурных измерений // *Океанология*. 1982. Т. XXII, вып. 4. С. 545–549.
14. *Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н., Сандвен С.* Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 3. С. 60–69. EDN NDLAFR.
15. Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 г. / А. В. Зимин [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2014. № 3. С. 41–55. doi:10.7868/S0205961414030087
16. Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений / И. Е. Козлов [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 44–59. doi:10.7868/S0205961415040053

17. Трансформация бризера внутренних волн первой моды над вертикальным уступом в трехслойной жидкости / П. В. Лобовиков [и др.] // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 6. С. 182–193. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556182-193>
18. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость / В. К. Ожигин [и др.]. Мурманск : ПИНРО, 2016. 260 с.
19. *Осадчиев А. А.* Речные плюмы. М. : Научный мир, 2021. 286 с. EDN TLSXFF.
20. *Петров К. М.* Принципы физико-географической дифференциации арктических морей: Карское море // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2008. № 6. С. 19–30. EDN JUPKSH.
21. *Тимофеев В. Т.* Устойчивость вод Баренцева моря // Проблемы Арктики. 1944. Вып. 3. С. 5–37.
22. Межгодовая изменчивость распространения речных вод в Карском море / В. В. Иванов [и др.] // Труды ААНИИ. 1984. Т. 368. С. 74–81.
23. Changing Arctic Ocean freshwater pathways / J. Morison [et al.] // Nature. 2012. Vol. 481. P. 66–70. doi:10.1038/nature10705
24. *Каган Б. А., Тимофеев А. А., Софьина Е. В.* Сезонная изменчивость поверхностного и внутреннего M₂ приливов в Северном Ледовитом океане // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 5. С. 703–714. EDN MVSEPT.
25. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И. В. Лавренова, Е. Г. Морозова. СПб. : Гидрометеиздат, 2002. 362 с.

Об авторах:

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

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

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

Научная статья

УДК 551.468
EDN: UTYUXF

Изменчивость характеристик апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря в первые два десятилетия XXI века

М. В. Капустина [✉], А. В. Зимин

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[✉] *kapustina.mariya@ya.ru*

Поступила в редакцию 24.03.23; одобрена после рецензирования 29.08.23;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Систематизация региональных особенностей прибрежного апвеллинга в Юго-Восточной Балтике (ЮВБ) за летние сезоны 2000–2019 гг. в условиях меняющегося климата – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Представлены результаты идентификации событий апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря как отрицательной аномалии температуры поверхности моря у берега относительно выбранного района открытого моря. Получены оценки влияния локальных и глобальных атмосферных процессов (по данным о характеристиках ветра и индексах *SCAND* и *NAO*) на характеристики (повторяемость, продолжительность, площадь) апвеллингов. В среднем на акватории наблюдалось 4 апвеллинга суммарной продолжительностью > 20 дней при средней площади зоны апвеллинга ~ 620 км². Наибольшая повторяемость апвеллингов в районе исследования отмечается вдоль северной части Куршской косы и западного побережья Калининградского п-ова. Зарегистрировано уменьшение продолжительности апвеллингов примерно на 8 дней в летние сезоны 2010–2019 гг. по сравнению с 2000–2009 гг. при уменьшении повторяемости благоприятных для их развития ветров на 4–5%. Установлена связь между количеством дней с апвеллингом в Юго-Восточной Балтике и индексом *SCAND* (коэффициент корреляции составил 0,65), что позволяет в дальнейшем вести работу по получению долгосрочных прогнозов вероятности развития прибрежных апвеллингов в ЮВБ.

Выводы. Показано, что устойчивое уменьшение частоты апвеллингов в ЮВБ в последние десятилетия связано с сокращением благоприятных для их развития ветровых условий, в значительной степени определяемых развитием антициклогенеза над Скандинавским п-овом.

Ключевые слова: прибрежный апвеллинг, тип апвеллинга, межгодовая изменчивость, атмосферная циркуляция, Юго-Восточная Балтика

Благодарности: работа выполнена в рамках темы госзадания ИО РАН FMWE-2021-0012.

Для цитирования: Капустина М. В., Зимин А. В. Изменчивость характеристик апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря в первые два десятилетия XXI века // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 797–813. EDN UTYUXF.

Variability of Upwelling Characteristics in the Southeastern Baltic Sea in the First Two Decades of the 21st Century

M. V. Kapustina ✉, A. V. Zimin

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

✉ kapustina.mariya@ya.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at systematizing the regional features of coastal upwelling in the southeastern part of the Baltic Sea (SEB) during the summer seasons of 2000–2019 in a changing climate.

Methods and Results. The results of the identification of upwelling events in the southeastern Baltic Sea are presented as a negative anomaly of the coastal sea surface temperature relative to the selected area of the open sea. The estimates of influence of the local and global atmospheric processes (based on the data on wind characteristics and *SCAND* and *NAO* teleconnection indices) upon the upwelling event characteristics, (frequency, duration and area) were obtained. On average, 4 upwelling events with a total duration exceeding 20 days were observed, at the upwelling zone average area of about 620 km². The upwelling frequency in the area under study was the highest along the northern part of the Curonian Spit and the Sambia Peninsula western coast. In comparison to 2000–2009, the upwelling durations in the summer seasons of 2010–2019 were recorded to decrease by about 8 days at the decline of frequency of the winds favorable for their development by 4–5%. The correlation between the number of upwelling days in southeastern Baltic Sea and the *SCAND* index is established (the correlation coefficient was 0.65), that allows further attempts on obtaining the long-term forecasts of the probability of coastal upwelling development in the southeastern Baltic Sea.

Conclusions. It is shown that a steady decrease in the upwelling frequency in SEB during the recent decades is related to a declining frequency of the upwelling-favorable winds largely conditioned by the anticyclogenesis development over the Scandinavian Peninsula.

Keywords: coastal upwelling, upwelling type, interannual variability, large-scale atmospheric circulation, southeastern Baltic Sea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the theme of state assignment of IO RAS FMWE-2021-0012.

For citation: Kapustina, M.V., and Zimin, A.V., 2023. Variability of Upwelling Characteristics in the Southeastern Baltic Sea in the First Two Decades of the 21st Century. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 760-775.

Введение

Региональные особенности апвеллингов в Юго-Восточной Балтике (ЮВБ) хорошо описаны по результатам моделирования и обобщения многолетних данных [1–4]. Показано, что прибрежные апвеллинги Балтийского моря имеют два основных механизма возникновения [5–8]: экмановский перенос поверхностных вод от берега под действием вдольберегового ветра [8] (классические, или экмановские, апвеллинги) и сгон поверхностных вод ветрами, направленными с берега в сторону моря (сгонные апвеллинги) [7, 9]. Известно [10], что апвеллинги могут быть вызваны и другими причинами, например воздействием вдольберегового течения, однако в Балтийском море основными факторами, влияющими на краткосрочную изменчивость поверхностных течений, являются локальный ветер и связанный с ним экмановский перенос [11].

Считается, что отмечаемая многими исследователями изменчивость атмосферных переносов над Балтийским регионом в XXI в. [12, 13] должна отражаться в интенсивности апвеллингов на рассматриваемой акватории [14–16]. Но имеющиеся исследования апвеллингов в ЮВБ не позволяют на продолжительном интервале времени (в несколько десятилетий) описать особенности их пространственной динамики и систематизировать данные о площади температурных аномалий, а также получить оценки связи этих аномалий с характеристиками атмосферной циркуляции для определения возможностей прогнозирования событий апвеллингов. Получение и уточнение этих сведений является важным аспектом в понимании того, как влияют происходящие глобальные климатические изменения на характеристики вод у побережья активно используемой в рекреационных целях Калининградской области. Результаты исследования по изменчивости апвеллингов также могут быть использованы при изучении локальной динамики вод прибрежной зоны, которая связана с переносом загрязнений, биогенных элементов и фитопланктона. Кроме того, полученная информация может применяться для разработки научно обоснованных стратегий мониторинга и политики природопользования в прибрежной зоне.

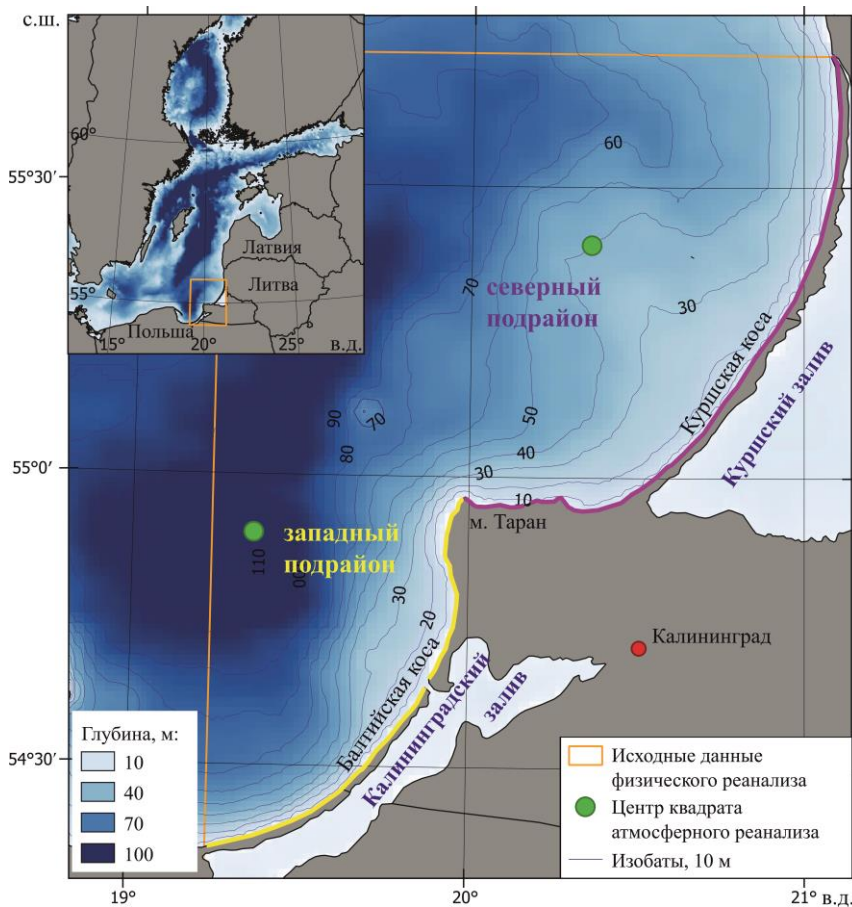
Таким образом, цель настоящего исследования – изучение региональных особенностей прибрежных апвеллингов в ЮВБ в первые два десятилетия XXI в. в условиях современного меняющегося климата. Задачи: выделение событий поверхностных проявлений апвеллингов на акватории ЮВБ, оценка их пространственно-временной изменчивости за период 2000–2019 гг., анализ влияния локальных метеоусловий и крупномасштабной атмосферной циркуляции на характеристики апвеллингов в прибрежной зоне ЮВБ.

Материалы и методы

Оценка пространственной изменчивости и количественных характеристик повторяемости температурных аномалий, идентифицируемых как поверхностное проявление апвеллингов, проводилась по среднесуточным данным о температуре воды с пространственным разрешением 4 км на глубине 1,5 м с июня по август в 2000–2019 гг. Данные получены из массива физического реанализа Балтийского моря (*CMEMS*)¹. Участки акватории в прибрежной зоне, температура в которых была на 1°C ниже фоновых значений для выделенного района открытого моря, отмечались как зоны апвеллингов (подробнее метод описан в [2]). За событие апвеллинга принималось наличие ячеек отрицательной аномалии температуры в прибрежной зоне продолжительностью от одних суток площадью от одной ячейки. С применением данной методики были идентифицированы даты и области апвеллингов для акватории ЮВБ, ограниченной координатами 19,236–21,200° в. д., 54,300–55,725° с. ш. (рис. 1) по двум подрайонам: западному (западное побережье Калининградской области и побережье Балтийской (Вислинской) косы) и северному (северное побережье Калининградской области и побережье Куршской косы).

¹ Baltic Sea Physics Reanalysis // Copernicus Marine Service. <https://doi.org/10.48670/moi-00013>
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 6 2023

Повторяемость апвеллингов была получена в днях и в событиях. Среднесуточная площадь (км²) каждого апвеллинга была рассчитана как сумма площадей ячеек, в которых отмечалась отрицательная аномалия, деленная на продолжительность апвеллинга. Средние за каждый месяц и сезон площади апвеллингов были определены как среднее значение площадей апвеллингов, отмеченных в этот месяц и сезон. Вертикальные скорости в зоне апвеллинга оценивались по вертикальному изменению положения изотерм в узлах сетки реанализа в прибрежной зоне в ходе наблюдения апвеллинга (м/день).



Р и с. 1. Район исследования. Побережье разделено на северный и западный подрайоны (фиолетовый и желтый цвет береговой линии соответственно)

Fig. 1. Area under study. Coast is divided into the northern and western subareas (purple and yellow colors of coastline, respectively)

С использованием ежечасных данных о компонентах ветра из реанализа ERA5² на высоте 10 м (аналогично [17, 18] в квадратах с координатами 55,40° с. ш., 20,36° в. д. (северный подрайон) и 54,90° с. ш., 19,36° в. д. (за-

² ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present / H. Hersbach [et al.] ; Copernicus Climate Change Service (C3S) ; Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>
800 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 6 2023

падный подрайон)) были рассчитаны повторяемость направлений ветра по 16 румбам и его скорости за 2000–2019 гг. Кроме того, для каждого выделенного апвеллинга продолжительностью более двух дней были получены повторяемости направления ветра по 16 румбам за три дня до начала события. Они привлекались для определения благоприятных для развития апвеллингов ветров и последующего определения типа апвеллинга – сгонного, классического или смешанного. Стоит отметить, что для Балтийского моря существует несколько оценок продолжительности и скорости ветра, достаточных для развития классического апвеллинга: в [10] было показано, что для подъема воды с глубины 5 м достаточно дующего параллельно берегу в течение одного дня ветра скоростью 10 м/с; в [18] в качестве благоприятного был принят ветер скоростью 3,5 м/с, действующий не менее 2 сут, в [17] был исследован случай развития апвеллинга после 42-часового воздействия ветра скоростью до 10 м/с. В данной работе принималось, что под влиянием вдольберегового ветра формировался классический, или экмановский, апвеллинг; под влиянием ветра, направленного с берега в сторону моря, формировался сгонный апвеллинг. При этом в работе [19] глубина слоя Экмана для Балтийского моря для ветра скоростью 10 м/с была оценена в 25 м, т. е. экмановские апвеллинги даже при благоприятных ветрах будут развиваться на глубинах > 20–30 м. При этом северный и западный подрайоны ЮВБ значительно различаются по батиметрическим характеристикам: у Куршской косы изобата 30 м удаляется от берега на расстояние > 20 км, у Балтийской косы – приближается до значений ~ 3 км. Соответственно, отношение глубины моря к глубине слоя Экмана в этих акваториях при равном удалении от берега в 10 км меняется в диапазоне 0,1–2.

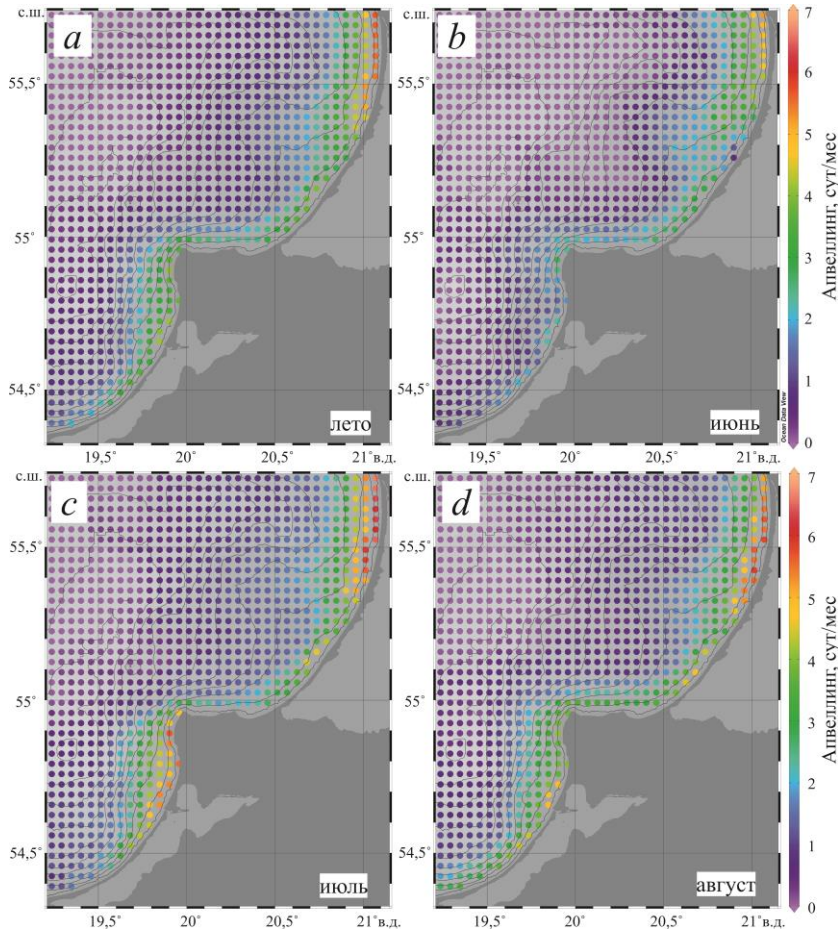
За направление берега бралась касательная вдоль береговой линии подрайонов для тех частей побережья, где апвеллинги наблюдаются чаще, чем в среднем для рассматриваемого региона. Если общая продолжительность ветров одного типа значительно превышала продолжительность ветров другого типа, апвеллинг считался сгонным или классическим. Если разница в продолжительности ветров разных типов составляла < 10%, апвеллинг отмечался как смешанный.

Анализ влияния параметров атмосферной циркуляции на характеристики апвеллингов проводился путем расчета коэффициентов линейной корреляции (среднемесячного количества дней с апвеллингом (с июня по август)) со среднемесячными (с мая по август) значениями индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции *SCAND* (скандинавское колебание, характеризующее барический градиент между Скандинавским п-овом и югом Европы) и *NAO* (североатлантическое колебание, характеризует изменчивость меридионального градиента давления на севере Атлантического океана)³. Полученные коэффициенты оценивались по уровню значимости $\alpha = 0,05$, не соответствующие этому уровню в работе не приводились.

³ Northern Hemisphere Teleconnection Patterns / National Weather Service; Climate Prediction Center. URL: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> (date of access: 10.06.2020).

Результаты

Проведенный анализ позволил выявить в ЮВБ за летний период 2000–2019 гг. 82 апвеллинга общей продолжительностью 546 дней. Пространственная изменчивость встречаемости отрицательных аномалий температуры, идентифицируемых как проявление апвеллингов, за летний сезон в целом и по месяцам показана на рис. 2, который отражает наличие хорошо выраженного внутрисезонного хода повторяемости апвеллингов.



Р и с. 2. Среднегодовое количество дней с отрицательной температурной аномалией в месяц за сезон и помесячно в заданной ячейке в 2000–2019 гг.

F i g. 2. Long-term average annual number of days with a negative temperature anomaly per month over a season and per month in a given cell in 2000–2019

В среднем за летний период (рис. 2, *a*) на акватории четко выделяется район с глубинами < 30 м, где отрицательные аномалии температуры встречаются не менее трех дней в месяц. Наибольшее количество апвеллингов наблюдается у выхода из Куршского залива, высокая частота апвеллингов в этом районе также отмечена в [20]. По повторяемости апвеллингов в летний период прибрежная акватория может быть разделена на несколько районов: к первому можно отнести северное побережье Калининградского п-ова и за-

падную часть Балтийской косы (два и менее дней наблюдения апвеллингов в месяц), ко второму – район у м. Таран и южную часть Куршской косы (3–4 дня наблюдения апвеллингов в месяц), к третьему – западное побережье Калининградской области и северную часть Куршской косы (апвеллинги наблюдаются > 4 дней в месяц).

В июне максимальное число отрицательных аномалий температуры прослеживается в северной части Куршской косы (рис. 2, *b*). Наибольшую площадь в это время апвеллинги достигают в районе плато Рыбачий, что связано с особенностями топографии дна, – в этой части акватории наблюдается обширное мелководное плато. Средняя площадь апвеллингов в июне у западного побережья меньше, чем у северного, что, вероятно, связано с особенностями рельефа – значительным уклоном дна.

В июле (рис. 2, *c*) на акватории отмечается рост повторяемости событий апвеллингов. Наблюдается существенно большее количество апвеллингов вдоль западного побережья области, чем в другие исследуемые месяцы. По максимальной повторяемости апвеллингов четко выделяются два подрайона: Куршская коса и западное побережье Калининградской области с северной частью Балтийской косы, при этом северное побережье области, как и южная часть Балтийской косы, отличаются низкими повторяемостями апвеллингов, что, вероятно, связано с особенностями ветрового режима.

В августе (рис. 2, *d*) площадь апвеллингов вдоль побережья Куршской косы и западного побережья Калининградского п-ова уменьшается. Вероятно, это связано с развитием области прогрева на широком мелководье. При этом максимальное уменьшение повторяемости отрицательных аномалий отмечается в западном подрайоне.

Т а б л и ц а 1
Table 1

Повторяемость и площадь апвеллингов разной продолжительности в ЮВБ в июне – августе 2000–2019 гг.
Frequency and area of upwellings of different duration in SEB in June – August, 2000–2019

Продолжительность апвеллинга, сут / Upwelling duration, day	Количество апвеллингов, всего (июнь/июль/август) / Number of upwellings, total (June/July/August)	Среднесуточная площадь апвеллингов (размах вариации), км ² / Average daily area of upwellings (range of variation), km ²
1–5	52 (20/16/16)	181 (1139)
6–10	14 (2/6/6)	761 (1876)
11 и более / 11 and more	16 (5/8/3)	1949 (4487)

Наибольшая повторяемость в ЮВБ отмечена для апвеллингов продолжительностью до 5 дней (табл. 1), их средняя площадь на порядок ниже, чем у продолжительных апвеллингов (> 11 дней). При этом изменчивость площади относительно средних оценок максимальна у самых коротких (продолжительностью до 5 дней) из рассматриваемых событий. Короткие апвеллинги чаще наблюдаются в июне, длинные – в июле.

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Основные характеристики апвеллингов в ЮВБ в июне – августе 2000–2019 гг.
Main upwelling characteristics in SEB in June – August, 2000–2019

Год / Year	Количество апвеллингов / Number of upwellings	S_{\max} в ЮВБ, км ² / S_{\max} in SEB, км ²	Количество дней с апвеллингом (июнь, июль, август) / Number of upwelling days (June, July, August)		Среднесуточная площадь, км ² / Average daily area km ²	
			Подрайоны / Subareas			
			северный / northern	западный / western	северный / northern	западный / western
2000	6	720	8 (0,0,8)	8 (0,2,6)	195	89
2001	4	4992	30 (1,19,10)	33 (0,27,6)	819	791
2002	4	6560	51 (12,8,31)	47 (11,5,31)	1330	453
2003	2	3760	34 (4,16,14)	24 (4,16,4)	595	566
2004	2	2528	19 (0,5,14)	13 (0,3,10)	830	411
2005	5	2912	20 (4,10,6)	10 (1,9,0)	223	292
2006	2	9584	62 (2,30,30)	56 (0,26,30)	2045	1053
2007	4	3136	21 (14,0,7)	18 (10,0,8)	303	227
2008	5	8016	26 (12,10,4)	31 (11,11,9)	1307	522
2009	5	3648	28 (2,9,17)	24 (7,8,9)	378	168
2010	6	6640	24 (9,14,1)	19 (3,16,0)	282	249
2011	2	528	9 (0,3,6)	4 (0,1,3)	219	64
2012	6	112	6 (4,0,2)	4 (2,2,0)	42	40
2013	6	1920	14 (10,4,0)	11 (8,3,0)	228	253
2014	6	4528	36 (12,16,8)	32 (3,17,12)	632	409
2015	3	1904	14 (0,1,13)	14 (0,2,12)	128	181
2016	5	5104	21 (18,3,0)	16 (12,4,0)	690	292
2017	1	16	0 (0,0,0)	1 (1,0,0)	0	16
2018	3	4992	45 (15,28,2)	33 (13,19,1)	1738	512
2019	5	896	17 (5,4,8)	6 (1,1,4)	278	41

Межгодовая изменчивость характеристик апвеллингов показана в табл. 2. В среднем за весь временной период на акватории ЮВБ наблюдалось 4 апвеллинга в летний период суммарной продолжительностью > 20 дней. При этом среднесуточная площадь зоны апвеллинга в ЮВБ составляла ~ 620 км². Большое количество дней с апвеллингами и их бóльшая площадь характерны для северного подрайона (см. рис. 1): там за летний сезон наблюдалось в среднем 24 дня с апвеллингами в год, их среднесуточная площадь составляла ~ 560 км²; в западном подрайоне – ~ 20 дней со среднесуточной площадью ~ 315 км².

В ЮВБ за летний сезон отмечалось от одного (в 2017 г.) до 6 (в 2000, 2010, 2012–2014 гг.) апвеллингов. Продолжительность одного апвеллинга в среднем составляла < 7 дней, но чаще всего они продолжались в течение одного – двух дней. Наибольшая продолжительность апвеллингов наблюдалась в 2006 г. (60 дней) и в 2002 г. (32 дня). Сходные оценки для восточного побережья Балтийского моря были получены в [20]. Наименьшее количество дней апвеллинг наблюдался в 2017 г. (один день).

Наибольшие площади апвеллингов (до 80% акватории подрайона) прослеживались в 2002 г. (в северном подрайоне), в 2006, 2008 и 2014 гг. (в западном); наименьшие – в 2000, 2011–2012 и 2017 гг. Максимальные площади ($> 5000 \text{ км}^2$) были отмечены в ходе наблюдения апвеллингов в июне 2008 и 2016 гг., в июле 2010 г. и в июле – августе 2002 и 2006 гг.

Скорость подъема изотерм в районе к северу от плато Рыбачий в узле сетки реанализа на горизонте 9 м в ходе апвеллинга средней интенсивности (13–14 июля 2018 г.) составила ~ 4 м/день. Во время интенсивного апвеллинга, который сопровождался значительным понижением температуры, в прибрежной зоне на станции глубиной > 30 м к западу от м. Таран скорость подъема изотерм 15–16 июля 2006 г. составила ~ 8 м/день.

Наблюдается высокая степень связи между количеством дней с термической аномалией летом и средней (коэффициент корреляции 0,85) и максимальной площадью апвеллингов (коэффициент корреляции 0,87), при этом между количеством событий и их продолжительностью и площадью значимых статистических связей не прослеживается. В целом в акватории ЮВБ большее количество дней с апвеллингом, как и большие площади, наблюдались в северном подрайоне, что связано как с большей площадью мелководья в этом подрайоне, так и с общей протяженностью береговой линии и, возможно, с ее ориентацией относительно наиболее повторяющихся ветров.

Отметим изменение по годам внутрисезонной повторяемости апвеллингов: в 2000–2006 гг. большее количество дней с апвеллингом наблюдалось в июле – августе, с 2006 г. распределение дней с апвеллингом было более равномерно в течение летнего сезона. В северном подрайоне летом наблюдалось увеличение количества дней с апвеллингом (от 6,2 дня в июне до 9 дней в июле – августе). В западном подрайоне наименьшее количество дней с апвеллингом было отмечено в июне (4,4 дня), наибольшее – в июле (8,6 дня), в августе – понижение до 7,3 дня. Внутрисезонная изменчивость среднесуточной площади зоны апвеллингов в ЮВБ в двух районах демонстрирует рост от июня к июлю и уменьшение к августу.

Зарегистрировано увеличение количества апвеллингов в 2010–2019 гг. при общем уменьшении их продолжительности: в первом десятилетии – 39 апвеллингов общей продолжительностью 327 дней, во втором – 43 апвеллинга продолжительностью 221 день. Среднесуточная площадь апвеллингов в двух районах во втором десятилетии также уменьшилась (более чем в два раза), что могло найти отражение в изменении экологического состояния прибрежных вод: прибрежный апвеллинг является важным механизмом транспорта биогенных элементов в поверхностный слой и переноса загрязняющих веществ из прибрежной зоны в район открытого моря.

**Среднегодовая продолжительность и повторяемость апвеллингов
в июне – августе 2000–2019 гг. по декадам в ЮВБ***
**Average annual upwelling duration and frequency in SEB
in June – August, 2000–2019 by decades**

Месяц / Month	Годы / Years	Количество апвеллингов / Number of upwellings			Количество дней с апвеллингом / Number of upwelling days			Площадь (размах вариации), тыс. км ² / Area (range of variation), thousand km ²		
		Район и подрайоны / Region and subareas								
		ЮВБ / SEB	запад- ный / western	север- ный / northern	ЮВБ / SEB	запад- ный / western	север- ный / northern	ЮВБ / SEB	запад- ный / western	север- ный / northern
Июнь / June	2000– 2009	1,00	0,70	0,90	5,7	4,4	5,1	0,9 (4,04)	0,33 (1,57)	0,61 (2,59)
	2010– 2019	1,90	1,30	1,50	8,2	4,3	7,3	0,72 (3,01)	0,21 (0,57)	0,64 (2,58)
Июль / July	2000– 2009	1,40	1,30	1,10	12,1	10,7	10,7	1,32 (5,16)	0,45 (1,17)	1,08 (4,35)
	2010– 2019	1,70	1,30	1,40	8,7	6,5	7,3	0,45 (1,55)	0,22 (0,92)	0,29 (1,03)
Август / August	2000– 2009	1,50	1,10	1,20	14,9	11,3	14,1	1,23 (4,64)	0,48 (1,05)	0,92 (3,48)
	2010– 2019	<u>0,70</u>	<u>0,50</u>	<u>0,50</u>	5	3,2	4	<u>0,27</u> <u>(1,43)</u>	<u>0,17</u> <u>(1,19)</u>	<u>0,15</u> <u>(0,54)</u>

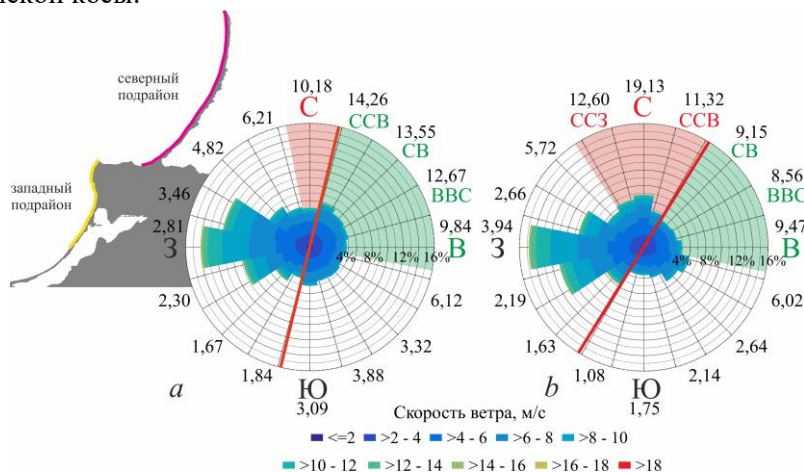
* минимальные значения параметра подчеркнуты, максимальные обозначены полужирным шрифтом.

* the minimum parameter values are underlined, the maximum ones are in bold.

В целом повторяемость апвеллингов летом 2000–2019 гг. в ЮВБ можно разделить на три 6-летних периода: рост повторяемости по 2006 г., падение – по 2012 г. и последующий рост. При этом в 2000–2009 гг. апвеллинги происходили существенно чаще, чем в 2010–2019 гг.: в среднем > 30 дней с апвеллингом за лето первого десятилетия и 22 дня – за лето второго десятилетия. Значительное уменьшение в 2010–2019 гг. как количества дней, так и площади апвеллингов отмечалось в июле и августе (табл. 3). Кроме того, во втором десятилетии наблюдалось резкое уменьшение изменчивости площадей апвеллингов, особенно в северном подрайоне. В июне же в западном подрайоне количество дней с апвеллингом уменьшилось незначительно, а в северном

подрайоне наблюдалось их увеличение. Отмечаемые внутрисезонные вариации характеристик апвеллингов могут быть вызваны изменениями характера крупномасштабной атмосферной циркуляции, которые в регионе отражаются в том числе в сезонном смещении повторяемости максимальных ветров [21].

В большинстве случаев понижение температуры (интерпретируемое как проявление апвеллинга) возникало в каждой из выделенных зон независимо друг от друга при определенных ветровых условиях. Наибольшую повторяемость в трехдневный период до апвеллинга демонстрируют северо-северо-восточный (ССВ) ветер для западного подрайона и северный (С) – для северного подрайона (рис. 3). Самую низкую повторяемость в этих подрайонах в указанный период показывают западные и южные ветры. Направления ветра, показавшие повторяемость выше средней (6,25%), следующие: ветры СВ для западного подрайона и ССЗ – В – для северного. Более 70% апвеллингов в западном подрайоне и ~ 80% в северном вызваны ветрами этих румбов; оставшаяся доля апвеллингов вызвана южными ветрами, которые являются сгонными для северного побережья Калининградского п-ова и южной части Балтийской косы.

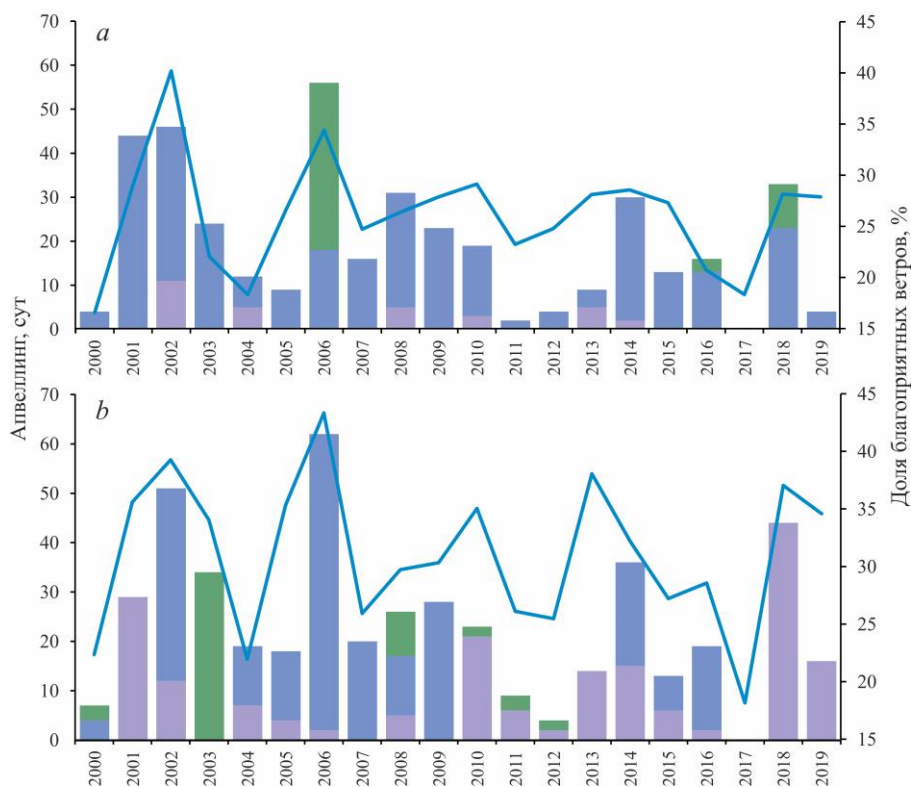


Р и с. 3. Ветровой режим в 2000–2019 гг. в западном (а) и северном (б) подрайонах ЮВБ. Розовой заливкой обозначены направления ветра, приводящие к экмановскому апвеллингу, светло-зеленой – к сгонному. Красные прямые – среднее направление береговой линии в области наибольшей повторяемости апвеллингов (участки побережья показаны слева). Цифрами по румбам подписана средняя повторяемость ветров за три дня до апвеллингов

F i g. 3. Wind regime in the western (a) and northern (b) subareas of SEB in 2000–2019. Pink shading indicates wind directions leading to the Ekman upwelling, light green one – wind directions leading to a surge upwelling. Red straight lines show the coastline average direction in the region of the highest upwelling frequency (coastline parts are given in the inset). Numbers on the direction points indicate the average frequency of winds three days before the upwellings occurred

Значительная межгодовая изменчивость апвеллингов (рис. 4) связана с изменчивостью благоприятных для их развития ветров. В целом за период отмечается уменьшение как среднегодового количества дней с апвеллингом, так и повторяемости благоприятных ветров. В 2000–2009 гг. доля благоприятных ветров составила в среднем 26,6% для западного подрайона и 31,8% – для северного, во втором десятилетии она уменьшилась до 25,6% и 30,2%

соответственно. Количество дней с апвеллингом уменьшилось во втором десятилетии на 47% в западном подрайоне и на 38% – в северном.



Р и с. 4. Межгодовая изменчивость повторяемости экмановских (сиреневые столбики), стгонных (синие столбики) и смешанных (зеленые столбики) апвеллингов и благоприятных ветров (синяя кривая) в западном (а) и северном (b) подрайонах

Fig. 4. Interannual variability in frequency of the Ekman (lilac columns), surge (blue columns) and mixed (green columns) upwellings and favorable winds (blue curve) in the western (a) and northern (b) subareas

Согласно рис. 4, наибольшее количество дней с апвеллингом в западном подрайоне в 2002 и 2006 гг. связано с меньшей долей (< 40%) повторяемости неблагоприятных ветров ЮЗ-З-СЗ направлений. При этом большая повторяемость ветров этих направлений, отмеченная в 2000 и 2017 гг. (~ 60%), нашла отражение в меньшем количестве дней с апвеллингом в эти годы. В отдельные годы, например в 2013 г., несмотря на большую повторяемость благоприятных ветров в июле, количество дней с апвеллингом не превышало среднегодовое значение. Существенная межгодовая изменчивость повторяемости апвеллингов также отмечается в других работах [18, 20, 22].

Стгонные апвеллинги, преобладающий тип апвеллингов в западном подрайоне (~ 80% всех случаев), там длились в среднем 8 дней, в северном подрайоне – > 11 дней. В северном подрайоне экмановские (т. е. возникающие во время воздействия вдольбереговых ветров) и стгонные апвеллинги

наблюдались одинаково часто – в 45% случаев, остальные 10% апвеллингов – смешанного типа. В [9] по данным по ветровому режиму за 5–7 дней до начала апвеллинга было показано, что сгонные апвеллинги в Юго-Восточной Балтике наблюдаются в 4–6% случаев, экмановские – в 93–96%.

При этом разделение апвеллингов на сгонные и экмановские зависит не только от того, какие метеоусловия будут признаны благоприятными для развития сгонного апвеллинга, а какие – для развития классического, но и также от топографических характеристик района исследования. Глубина прибрежной зоны, где апвеллинги наблюдаются наиболее часто, в северном подрайоне простирается до 30–50 м, в западном – до 20–30 м (см. рис. 2). Таким образом, отношение глубины моря к глубине слоя Экмана меняется в районах частых появлений отрицательных аномалий температуры в диапазоне 0,1–1,5, что подтверждает возможность развития апвеллингов разных типов.

Наблюдаемая межгодовая изменчивость характеристик апвеллингов отмечается и в декадном осреднении: в первом десятилетии дней с апвеллингом больше, во втором десятилетии большая доля апвеллингов приходится на экмановские за счет значительного увеличения их повторяемости в северном подрайоне – 71% во втором десятилетии против 20% в первом. В западном подрайоне доля экмановских апвеллингов не изменилась, незначительно увеличилась доля сгонных и уменьшилась доля смешанных апвеллингов. Внутри летнего сезона декадная изменчивость в западном подрайоне представлена следующим образом: в июне отмечен рост доли смешанных апвеллингов и уменьшение доли сгонных, в июле – наоборот, в августе изменений не наблюдалось. В северном подрайоне в июне и июле наблюдается значительное увеличение доли экмановских и уменьшение доли сгонных апвеллингов, в августе – увеличение доли экмановских и смешанных апвеллингов.

Для благоприятных ветров также отмечается внутрисезонная изменчивость: в западном подрайоне в июне – июле первого десятилетия вдольбереговой ветер наблюдается чаще, чем в августе, при этом он прослеживается значительно реже (в 3–4 раза) сгонного. В августе чаще, чем в другие месяцы, наблюдаются ветры сгонных направлений. Во втором десятилетии отмечено смещение максимальной повторяемости сгонных ветров на июль. В северном подрайоне в первом десятилетии преобладают вдольбереговые ветры в июне – июле и сгонные – в августе, во втором десятилетии также отмечено смещение максимума повторяемости сгонных ветров на июль. Декадная изменчивость внутри летнего сезона в западном подрайоне представлена следующим образом: в июне – уменьшение повторяемости сгонных ветров и увеличение – вдольбереговых, в июле – увеличение повторяемости ветров обоих типов, в августе – их уменьшение и значительно – сгонных. В северном подрайоне в июне и августе отмечено снижение повторяемости благоприятных ветров обоих типов, в июле – увеличение их повторяемости.

Значительное увеличение доли благоприятных для развития апвеллингов ветров в июле связано с очень высокими повторяемостями направлений в отдельные годы: например, в северном подрайоне в июле 2013 г. на вдольбереговые ветры (ССЗ – С) приходилось 34%; в 2014 г. на ветры ВСВ – В направлений – > 25%; в 2018 и 2019 гг. в этом месяце было отмечено > 30% вдоль-

береговых ветров и ~ 30% – сгонных. При этом повторяемость апвеллингов в июле снижалась.

Как отмечалось ранее [12], изменение ветрового режима в регионе Балтийского моря может быть связано с изменчивостью индексов крупномасштабной циркуляции. В частности, индекс *SCAND* отражает интенсивность развития антициклонической деятельности над Скандинавским п-овом, блокирующей зональный перенос, что в его положительной фазе приводит к усилению ветров северных румбов над акваторией Балтийского моря и, соответственно, – к увеличению количества апвеллингов в ЮББ. В период 2000–2019 гг. индекс изменяется в пределах $-2,33 \dots 2,48$, при этом в 2010–2019 гг. его отрицательная фаза наблюдается чаще.

Индекс *NAO* является показателем интенсивности зональной циркуляции во внетропической зоне Евразии, и в его положительную фазу наблюдается усиление западных ветров над акваторией. Этот индекс в период 2000–2019 гг. изменяется в пределах $-3,14 \dots 2,55$; в рассматриваемый период положительный индекс чаще наблюдается в июне (в половине случаев), реже всего – в августе.

Оценки коэффициентов корреляции показали, что связь средней силы отмечена у повторяемости апвеллингов юго-восточной части Балтийского моря в июне с индексом *SCAND* в мае ($r = 0,65$ для ЮББ и $r = 0,62$ для северного подрайона); при этом сильная связь прослеживается для западного подрайона ($r = 0,72$). Наглядно связь индекса *SCAND* в мае с количеством дней с апвеллингом в июне показана на графике (рис. 5).



Р и с. 5. Временная изменчивость значений индекса *SCAND* в мае (синяя кривая) и аномалии дней с апвеллингом в июне (розовые столбики) в 2000–2019 гг.

F i g. 5. Temporal variability of the *SCAND* index values in May (blue curve), and the anomalies of the upwelling days in June (pink columns) in 2000–2019

Повторяемость апвеллингов в июле не имела четко выраженных связей с атмосферными переносами. Максимальные связи отмечены между июньским индексом *NAO* и аномалией дней с апвеллингом (коэффициент корреляции составил 0,46). Вероятно, эта связь, возникающая в положительную фазу *NAO*, обуславливается увеличением количества циклонов (образующихся над Атлантическим океаном) над акваторией Балтийского моря, в тыловой части

которых усиливаются северные ветры, что приводит к увеличению частоты появления апвеллингов.

В августе коэффициент корреляции между аномалией дней с апвеллингом и индексом *SCAND* составил 0,6 (для ЮВБ и северного подрайона) и 0,66 (для западного подрайона), характеризую связь средней силы.

В работе [3] была отмечена слабая, но статистически значимая связь повторяемости апвеллингов с индексом *SCAND* на польском побережье для апреля – сентября 1982–2010 гг., а в работе [6] по данным для июня – августа 1982–2017 гг. было показано, что этот индекс оказывает наиболее сильное влияние по сравнению с другими на апвеллинги в Южной Балтике. Разница в оценке связи индекса *SCAND* с характеристиками апвеллингов в южной части Балтийского моря может свидетельствовать о том, что роль процессов, описываемых этим индексом, меняется во времени, что может быть связано с изменением климата [23]. Соответственно, крупномасштабная циркуляция воздействует на повторяемость апвеллингов в ЮВБ. Важным фактором, влияющим на интенсивность проявления апвеллингов в июне и августе, является повторяемость блокирующих западный перенос антициклонов, что подтверждает предположение о значительной роли глобальных процессов в развитии температурных аномалий в ЮВБ.

Заключение

Всего в ЮВБ за летний период 2000–2019 гг. было выделено 82 апвеллинга общей продолжительностью 546 дней: от одного дня в 2017 г. до 60 дней в 2006 г. Наиболее часто (~ 70%) апвеллинги длятся до 5 дней, при этом короткие апвеллинги чаще наблюдаются в июне – июле. В целом за период исследования отмечается уменьшение как среднегодового количества дней с апвеллингом, так и его среднесуточной площади. Количество дней с апвеллингом уменьшилось в 2010–2019 гг. по сравнению с 2000–2009 гг. на 47% в западном подрайоне и на 38% – в северном; среднесуточная площадь апвеллингов уменьшилась в двух подрайонах более чем в два раза.

Наблюдалась внутрисезонная изменчивость повторяемости апвеллингов на междекадном масштабе. Наибольшее количество дней с апвеллингом отмечалось в июле и августе 2000–2009 гг. Во втором десятилетии в эти месяцы было отмечено значительное – в 2–3 раза – уменьшение как продолжительности, так и площади апвеллингов, при этом уменьшение повторяемости благоприятных ветров составило ~ 4–5%.

В среднем в 2000–2009 гг. в районе исследования наблюдалось ~ 50% апвеллингов при сгонных ветрах, 25% – при вдольбереговых ветрах и 25% – при ветрах как вдольбереговых, так и сгонных направлений. Показана связь дней с апвеллингом в июне и августе с индексом *SCAND*, который описывает динамику блокировки зонального переноса и в положительной фазе приводит к увеличению повторяемости северных ветров. В 2010–2019 гг. отрицательная фаза индекса *SCAND* наблюдается чаще, что, возможно, и обуславливает уменьшение повторяемости апвеллингов.

Последующие работы будут направлены на расширенный анализ связи повторяемости апвеллингов с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции, что позволит в дальнейшем получить важные в практическом плане прогностические зависимости для оценки будущих характеристик апвеллингов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Голенко Н. Н., Голенко М. Н., Шука С. А.* Наблюдение и моделирование апвеллинга в Юго-Восточной Балтике // *Океанология*. 2009. Т. 49, № 1. С. 20–27. EDN IWDML0.
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. <https://doi.org/10.7868/S2073667321040055>
3. *Bednorz E., Pótrolniczak M., Czernecki B.* Synoptic conditions governing upwelling along the Polish Baltic coast // *Oceanologia*. 2013. Vol. 55, iss. 4. P. 767–785. <https://doi.org/10.5697/oc.55-4.767>
4. Мезомасштабная изменчивость апвеллинга в Юго-Восточной Балтике: ИК-изображения и численное моделирование / В. М. Журбас [и др.] // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 5. С. 660–669. EDN OWLNWR.
5. *Есюкова Е. Е., Чубаренко И. П., Стоит Ж. И.* Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // *Водные ресурсы*. 2017. Т. 44, № 1. С. 28–37. <https://doi.org/10.7868/S0321059617010047>
6. Atmospheric forcing of coastal upwelling in the southern Baltic Sea basin / E. Bednorz [et al.] // *Atmosphere*. 2019. Vol. 10, iss. 6. 327. <https://doi.org/10.3390/atmos10060327>
7. 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. 101707. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101707>
8. *Lehmann A., Myrberg K.* Upwelling in the Baltic Sea – A review // *Journal of Marine Systems*. 2008. Vol. 74, suppl. P. S3–S12. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.02.010>
9. *Есюкова Е. Е., Стоит Ж. И., Чубаренко И. П.* Характерные проявления прибрежного апвеллинга и каскадинга по данным космического зондирования юго-восточной части Балтийского моря // *Известия КГТУ*. 2014. № 35. С. 21–31. EDN SZGITX.
10. *Hela I.* Vertical velocity of the upwelling in the sea // *Commentationes Physico-Mathematicae*. 1976. Vol. 46, iss. 1. P. 9–24.
11. Observations of surface drift and effects induced by wind and surface waves in the Baltic Sea for the period 2011–2018 / N. Delpeche-Ellmann [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2021. Vol. 249. 107071. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107071>
12. Climate change in the Baltic Sea region: a summary / H. E. M. Meier [et al.] // *Earth System Dynamics*. 2022. Vol. 13, iss. 1. P. 457–593. <https://doi.org/10.5194/esd-13-457-2022>
13. Recent Change – Atmosphere / A. Rutgersson [et al.] // *Second assessment of climate change for the Baltic Sea basin* / Eds. The BACC II Author Team. Cham : Springer, 2015. P. 69–97. (Regional Climate Studies). https://doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1_4
14. *Бычкова И. А., Викторов С. В., Шумахер Д. А.* О связи крупномасштабной атмосферной циркуляции и процессов возникновения прибрежного апвеллинга в Балтийском море // *Метеорология и гидрология*. 1988. № 10. С. 91–98.
15. *Bednorz E., Pótrolniczak M., Tomczyk A. M.* Regional circulation patterns inducing coastal upwelling in the Baltic Sea // *Theoretical and Applied Climatology*. 2021. Vol. 144. P. 905–916. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03539-7>
16. *Lehmann A., Krauss W., Hinrichsen H.-H.* Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea // *Tellus A*. 2002. Vol. 54, iss. 3. P. 299–316. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.2002.00289.x>
17. *Myrberg K., Andrejev O., Lehmann A.* Dynamic features of successive upwelling events in the Baltic Sea – a numerical case study // *Oceanologia*. 2010. Vol. 52, iss. 1. P. 77–99. <http://dx.doi.org/10.5697/oc.52-1.077>
18. *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>

19. *Gidhagen L.* Coastal upwelling in the Baltic – a presentation of satellite and in situ measurements of sea surface temperatures indicating coastal upwelling. Sweden : Norrköping, 1984. P. 1–37. (SMHI Reports Hydrology and Oceanography ; nr. 37).
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. *Lehmann A., Getzlaff K., Harlaß J.* Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009 // *Climate Research*. 2011. Vol. 46, no. 2. P. 185–196. <https://doi.org/10.3354/cr00876>
22. *Myrberg K., Andrejev O.* Main upwelling regions in the Baltic Sea – a statistical analysis based on three-dimensional modelling // *Boreal Environment Research*. 2003. Vol. 8, no. 2. P. 97–112.
23. Three Eurasian teleconnection patterns: spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies / Y. Liu [et al.] // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. P. 2817–2839. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2163-z>


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**, 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**, zimin2@mail.ru

Натурные исследования геометрических размеров обрушений гравитационных волн

А. Е. Кориненко , В. В. Малиновский

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

Поступила в редакцию 26.04.2023; одобрена после рецензирования 28.08.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать временную изменчивость геометрических размеров обрушений ветровых волн в натуральных условиях и оценить долю морской поверхности, покрытой пеной, используя распределение длин гребней обрушивающихся волн.

Методы и результаты. Натурные исследования характеристик обрушений проводились со стационарной океанографической платформы, расположенной в 500 м от берега в районе пгт Качивели (Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон). Определение геометрических размеров обрушений в активной фазе и скоростей их движения осуществлялось по видеозаписям морской поверхности. В результате обработки последовательностей видеок кадров сформированы массивы длин гребней, ширины и площадей пенных структур, изменяющихся во времени. Одновременно с видеозаписями регистрировалась метеорологическая информация.

Выводы. Экспериментально установлена не зависящая от ветровых и волновых условий связь геометрических размеров барашка с длиной обрушивающейся волны: средняя ширина обрушения пропорциональна длине обрушивающейся волны, средняя площадь – квадрату длины несущей волны. Значения этих отношений равны 0,03 и 0,002 соответственно, что подтверждает геометрическое подобие обрушений. Показано, что длина и ширина индивидуального барашка увеличиваются с постоянной скоростью, значение которой определяется масштабом обрушивающейся волны. Геометрические характеристики обрушений, нормированные на длину обрушивающейся волны, линейно зависят от безразмерного времени и не зависят от масштабов и скоростей обрушивающихся волн. Для расчета доли морской поверхности, покрытой пеной, использовалось распределение длин обрушений. Показано, что значения натурных данных удовлетворительно согласуются с расчетами по модели, предложенной О. М. Филлипсом.

Ключевые слова: обрушения ветровых волн, натурные исследования, распределение длин обрушений, подобие обрушений, доля морской поверхности, покрытая барашковой пеной, скорость роста линейных размеров обрушения


Благодарности: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00236, <https://rscf.ru/project/21-17-00236/>. В работе использованы архивные данные, полученные в рамках темы госзадания FNNN-2021-0004 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования».

Для цитирования: Кориненко А. Е., Малиновский В. В. Натурные исследования геометрических размеров обрушений гравитационных волн // Морской гидрофизический журнал 2023. Т. 39, № 6. С. 814–830. EDN WBNQUS.

Field Investigations of the Geometric Features of Wind Wave Breaking

A. E. Korinenko , V. V. Malinovsky

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

 korinenko.alex@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The paper is purposed at studying temporal variability of the geometric dimensions of wind wave breaking under natural conditions, and at assessing the fraction of the sea surface covered with foam using the distribution of the breaking wave crest lengths.

Methods and Results. Field studies of the wave breaking characteristics were carried out from the stationary oceanographic platform located at 500 m off the Katsiveli coast (Black Sea hydrophysical sub-satellite polygon). The geometric dimensions of wave breaking in the active phase and the velocity of wave movement were determined using the video records of sea surface. Processing of video frame sequences has resulted in formation of the array of crest lengths, and the array of widths and areas of the varying in time foam structures. Meteorological information was obtained simultaneously with video records.

Conclusions. The connection independent of wind and wave conditions was established experimentally between the wave breaking geometric dimensions and the breaking wave length: the average width of breaking is proportional to the length of a breaking wave, the average area – to the squared length of a carrier wave. The values of these ratios are 0.03 and 0.002, respectively, that confirms the geometric similarity of wave breaking. It is shown that the length and width of an individual wave breaking increase at a constant rate, the value of which is conditioned by the scale of a breaking wave. The geometric characteristics of wave breaking normalized to the length of a breaking wave are linearly dependent on dimensionless time and independent of the scales and velocities of breaking waves. To calculate the fraction of sea surface covered with foam, the distributions of the wave breaking lengths were used. The field data values are shown to be adequately corresponding to the calculations by the model proposed by O. M. Phillips.

Keywords: wind wave breaking, field studies, distribution of breaking lengths, breaking similarity, fraction of the sea surface covered with wave breaking foam, growth rate of linear dimensions of breaking

Acknowledgements: The study was financially supported by the Russian Science Foundation grant No. 21-17-00236, <https://rscf.ru/project/21-17-00236/>. The study involved the archival data obtained within the framework of the theme of state assignment FNNN-2021-0004 “Fundamental research of oceanological processes that determine state and evolution of the marine environment under the influence of natural and anthropogenic factors, based on observation and modeling methods”.

For citation: Korinenko, A.E. and Malinovsky, V.V., 2023. Field Investigations of the Geometric Features of Wind Wave Breaking. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 776-791.

Введение

Обрушение волн на морской поверхности представляет собой сложное гидродинамическое явление. За время эволюции пенная структура проходит целую гамму промежуточных состояний – от вскипающего буруна до распадающегося эмульсионного слоя. Согласно [1, 2], на оптических изображениях морской поверхности можно достаточно уверенно идентифицировать два класса пенных образований – гребни (барашки, активная фаза) и пятнистые структуры (остаточная пена, пассивная фаза).

Исследование различных свойств пенных структур позволяет провести определенные упрощения в численных моделях или сделать выводы о возможных причинах тех или иных физических процессов. Например, в явлениях газообмена и собственного микроволнового излучения морской поверхности наиболее важна пассивная фаза [3]. Детальное описание статистических и геометрических характеристик пенных структур в активной фазе необходимо для расчета диссипации волновой энергии гравитационных волн при их обрушении [4, 5], развития дистанционных методов исследований морской поверхности [3, 6, 7].

В данной работе, основанной на оптической регистрации морской поверхности, акцент сделан на исследовании эволюции размеров барашка.

В одной из первых лабораторных работ [4], посвященной изучению кинематических характеристик квазистационарных обрушений, получено, что данный тип обрушений геометрически подобен. В [4] установлена линейная связь геометрических размеров обрушения с длиной обрушивающейся волны λ . Исследования этой работы показали, что скорость диссипации энергии волны в результате обрушения пропорциональна пятой степени скорости барашка и зависит от его геометрии. Эксперименты в условиях открытого моря [8, 9] подтвердили, что барашки геометрически подобны. Отношение средней длины гребня L барашка к длине обрушивающейся волны и отношение времени жизни барашка к периоду несущей волны не зависят от гидрометеорологических условий наблюдения и масштабов обрушения. В работах [10, 11] выполнен анализ геометрических размеров единичных пенных структур и показано, что барашки обладают устойчивой геометрической эллипсоидальной формой с эксцентриситетом, равным 0,98 [11], практически не зависящим от ветровых условий.

Однако при использовании средних характеристик барашков, полученных в натуральных условиях, затруднена прямая оценка константы, связывающей диссипацию волновой энергии с распределением длин обрушений [4].

В работе [12] предложена модель расчета диссипации волновой энергии за счет обрушения, в которой используется временная эволюция площади пенной структуры. Информация об изменении геометрических характеристик обрушений во времени требуется для развития моделей небрегговой компоненты радиолокационного рассеяния [13, 14].

Несмотря на очевидную необходимость исследований эволюции размеров индивидуальных барашков, их изменчивости при различных гидрометеорологических параметрах, работ в этой области недостаточно.

Целью работы является изучение связи параметров обрушивающейся волны с меняющимися во времени геометрическими характеристиками барашков для развития волновых моделей и совершенствования дистанционных методов диагностики морской среды.

Эксперимент

В настоящей работе использовалась база архивных данных, полученных в осенние периоды в 2015, 2018, и 2019 гг. при проведении натуральных экспериментов на стационарной океанографической платформе в Голубом заливе

в районе пгт Кацивели (Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон, Южный берег Крыма). Платформа установлена примерно в 500 м от берега.

Процесс регистрация обрушений ветровых волн с помощью видеокамеры описан в [8]. Используемая видеокамера с объективом, обеспечивающим углы обзора по горизонтали 54° и по вертикали 32° , производила запись с частотой $f_{\text{гес}} = 25$ кадров в секунду и разрешением 1920×1080 пикселей. Камера устанавливалась на палубе платформы на высоте 11,4 м над уровнем моря с направлением визирования 30° – 40° к горизонту и 50° – 60° к направлению «на ветер».

Измерения скорости и направления ветра проводились комплексом *Davis 6152EU*, в состав которого входят измеритель указанных параметров, датчик температуры воздуха и датчик температура воды, установленный на глубине 3 м. На высоте 23 м над уровнем моря на мачте океанографической платформы располагался анемометр, данные с которого пересчитывались в эффективную нейтрально стратифицированную скорость ветра U на высоте 10 м по методике [15].

Натурные данные были получены при нейтральной стратификации атмосферы и скоростях ветра 8–21 м/с.

Методика обработки данных. Для определения различных характеристик активной фазы обрушения использовалась методика [16]. Перечислим основные стадии обработки, необходимые в настоящей работе. Алгоритм идентификации обрушений по видеозаписям морской поверхности основан на сопоставлении гауссового распределения яркости $p(I)$ в пределах видеокадра при отсутствии обрушений и реального распределения $p(I')$ с учетом пенных структур. Наличие обрушений существенно искажает форму гауссового распределения и увеличивает $p(I')$ относительно $p(I)$ при яркости, превышающей пороговое значение I_0 . При $I > I_0$ участок морской поверхности в видеокадре рассматривается как пенная структура [16].

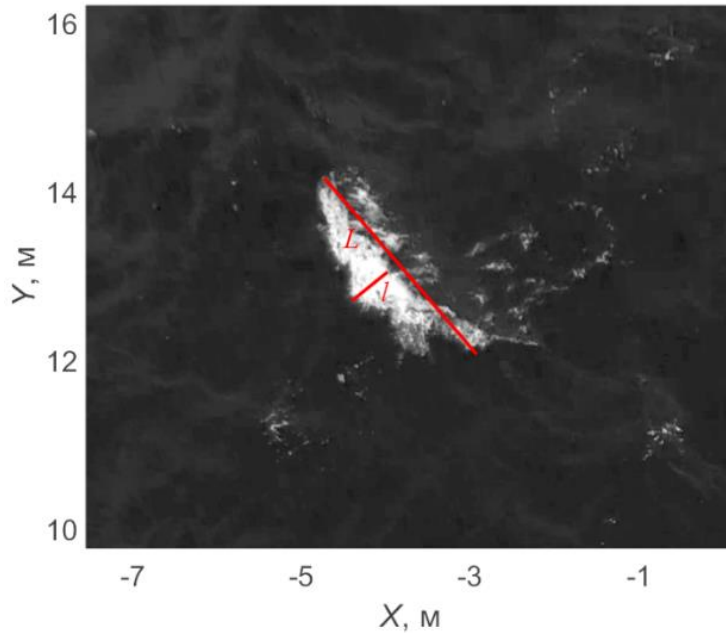
Дальнейшая обработка данных состоит в выделении активной фазы обрушений и игнорировании растекшейся пены, оставшейся после прохождения барашка. На данном этапе используются кинематические свойства обрушений в различных фазах. При анализе кинематических характеристик обрушения принимается, что барашек в активной фазе движется с постоянной скоростью и достигает максимальных значений площади в момент времени $t = \tau$ (см., напр., [16–18]).

На заключительном этапе обработки данных с учетом геометрии наблюдений кадр изображения привязывался к координатам на горизонтальной плоскости, расположенной на среднем уровне моря. В зависимости от геометрии съемки пространственное разрешение составляло $\sim 1 \dots \sim 2,5$ см. В каждом кадре определялись размеры каждого барашка: длина L и ширина l гребня, занимаемая площадь S , координаты геометрического центра (x_c, y_c) белого барашка. Для определения L и l находились координаты внешней границы барашка. Длина L рассчитывалась как максимальное расстояние между точками полученного контура. Ширина гребня l определялась как отрезок, перпендикулярный L , проходящий через геометрический центр барашка.

Для каждого индивидуального обрушения за время его жизни τ в активной фазе формировалась группа последовательных видеокадров с интервалом времени между ними $\Delta t = 1/f_{\text{гес}}$ с, при этом для первого кадра в выделенной

группе время задавалось как $t = 0$. Это позволило исследовать закономерности временной эволюции характеристик индивидуальных обрушений.

Пример определения основных геометрических размеров обрушения показан на рис. 1. Модуль скорости обрушений определялся как $c = \sqrt{(c_c^x)^2 + (c_c^y)^2}$, а направление движения как $\varphi_{wb} = \text{arctg}(c_c^y/c_c^x)$, где $c_c^x = \partial x_c/\partial t$ и $c_c^y = \partial y_c/\partial t$ – компоненты скорости.



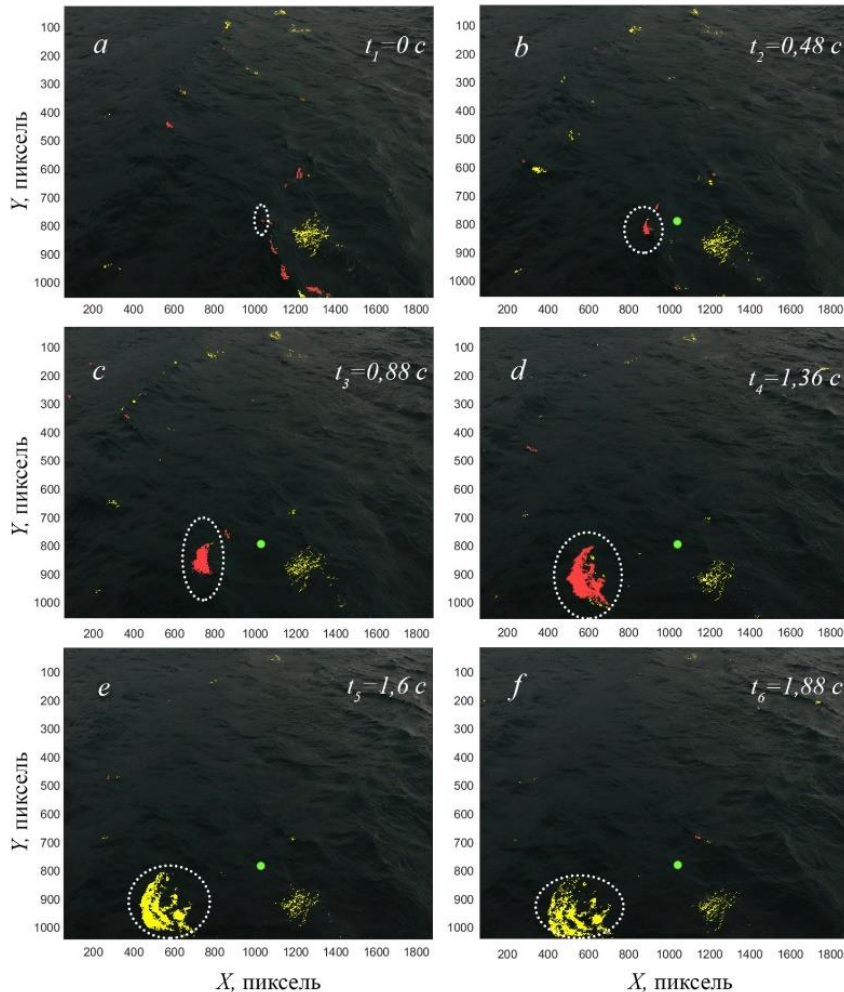
Р и с. 1. Фрагмент изображения, привязанного к координатам на горизонтальной плоскости (L – длина барашка, l – его ширина)

F i g. 1. Fragment of the image linked to the coordinates on the horizontal plane (L is the wave breaking length, l is its width)

В настоящей работе в соответствии с [5] принимается, что скорость обрушений равна фазовой скорости обрушивающейся волны. Тогда с учетом дисперсионного отношения длину обрушивающейся волны можно определить как $\lambda = gc^2/2\pi$, где g – ускорение свободного падения.

Некоторые элементы процедуры обработки данных показаны на рис. 2 и рис. 3. На рис. 2 иллюстрируется серия из 6 снимков морской поверхности, на которых можно проследить за основными этапами эволюции отдельного пенного образования (выделено пунктирной линией). Красным цветом показаны участки морской поверхности, которые алгоритм [16] идентифицирует как активную фазу обрушения, желтым цветом отмечена остаточная пена. На начальном этапе эволюции пенной структуры барашек жестко связан с обрушивающейся волной и потому движется с ее фазовой скоростью [5]. Как видно из рис. 2, $a - d$, пенная область значительно увеличивается в размерах и удаляется от начального участка морской поверхности, где она была сформирована.

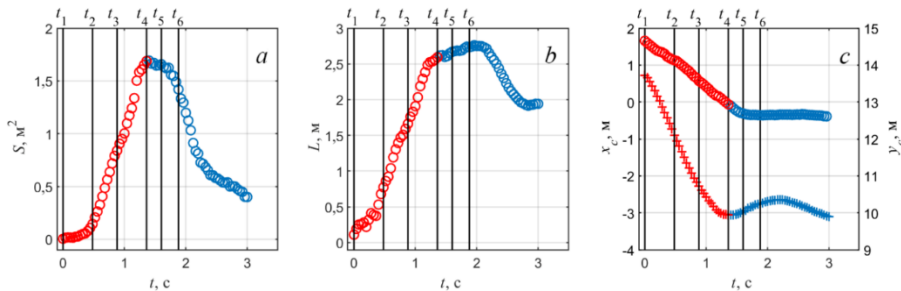
Со временем от движущейся как единое целое пенной структуры начинают отделяться пятна остаточной пены. На этом этапе пенная область имеет смешанный вид, т. е. заканчивающуюся активную фазу и формирующуюся остаточную пену (рис. 2, *d*). Здесь активная фаза и остаточная пена неразличимы на изображениях видимого диапазона. Затем наблюдается спад площади пенной зоны и пассивная фаза приобретает явно выраженную разрозненную пятнистую структуру. На последних двух кадрах рис. 2, *e, f* отчетливо видна структура остаточной пены, которая расположена вблизи нижней границы изображения.



Р и с. 2. Эволюция пенной структуры: *a* – момент зарождения барашка; *b* – *d* – движение и рост размеров пенной структуры; *e, f* – пятно растекшейся пены после исчезновения барашка. Зеленой точкой отмечен участок на морской поверхности, где впервые был идентифицирован барашек

F i g. 2. Evolution of foam structure: *a* – the moment of wave breaking formation; *b* – *d* – the movement and growth of foam structure dimensions; *e, f* – the spot of spreading foam after a wave breaking disappears. Green dot marks the sea surface area where a wave breaking was first identified

На рис. 3 демонстрируется характерный временной цикл площади, длины гребня и координат геометрического центра обрушения. Вертикальные прямые линии последовательно соответствуют кадрам, приведенным на рис. 2. Как следует из рис. 3, *a*, на начальном этапе площадь пенной области увеличивается и в момент t_4 начинает уменьшаться, что указывает на окончание активной фазы, и при $t > t_4$ преимущественный вклад в формирование пенной структуры начинает вносить остаточная пена.



Р и с. 3. Эволюция геометрических размеров обрушения (выделенного пунктирной линией на рис. 2): *a* – площади; *b* – длины гребня; *c* – координат геометрического центра барашка x_c и y_c . Красным цветом показана активная фаза обрушения

F i g. 3. Evolution of wave breaking geometric dimensions (highlighted by a dotted line in Fig. 2): *a* – area; *b* – crest length; *c* – coordinates of geometric center of wave breaking x_c and y_c . Active phase of wave breaking is shown in red

Отличие динамики остаточной пены от активной фазы также можно увидеть по временной эволюции положения координат центроида на рис. 3, *c*. Барашек движется с постоянной скоростью (красные символы (+) и (○) для x_c и y_c соответственно), в то время как движение геометрического центра остаточной пены начинает принимать колебательный характер, отражая орбитальные движения доминантных волн. Таким образом, определение активной фазы обрушения основывалось на постоянстве модуля скорости геометрического центра и росте площади барашка. После достижения максимальной площади обрушения полагаем, что пенная структура переходит из активной фазы в пассивную.

Дополнительная информация об алгоритме и расчете различных характеристик обрушений ветровых волн приведена в [8, 16]. В данной работе рассматривались только те барашки, которые возникли и распались внутри наблюдаемой области.

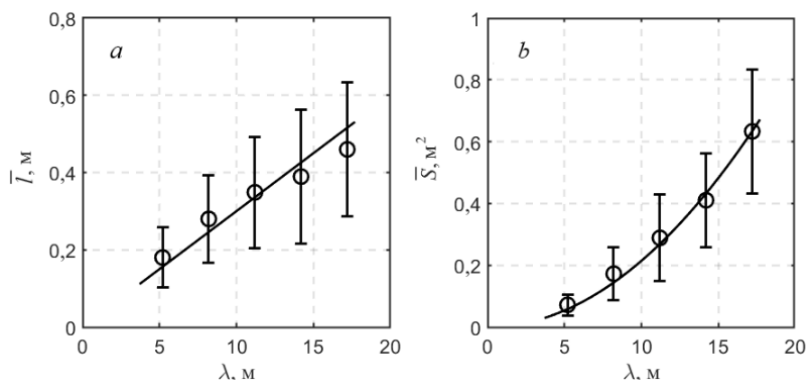
Результаты и анализ данных

Связь геометрических размеров обрушений с параметрами обрушивающихся волн. Полученная база данных, которая содержит информацию о размерах обрушения, масштабах обрушивающейся волны, позволяет связать средние размеры барашка с λ .

Рассмотрим зависимость малой оси барашка и его площади от λ . Диапазон длин обрушивающихся волн 3,7–18,7 м разбивался на 5 интервалов с шагом $\Delta\lambda = 3$ м. В каждом из диапазонов ($\lambda, \lambda + \Delta\lambda$) определялось среднее значение \bar{l}

и \bar{S} , а значение длины обрушивающейся волны соответствовало середине интервала ($\lambda, \lambda + \Delta\lambda$).

На рис. 4 демонстрируется зависимость \bar{l} и \bar{S} от λ . Здесь линии соответствуют зависимостям $\bar{l} = (0,028 \pm 0,001)\lambda$ и $\bar{S} = (0,0021 \pm 0,0002)\lambda^2$, где коэффициенты получены методом наименьших квадратов. Вертикальными отрезками показаны среднеквадратические отклонения $\pm\delta l$ и $\pm\delta S$ для величин \bar{l} и \bar{S} , находящихся в соответствующем интервале ($\lambda, \lambda + \Delta\lambda$).



Р и с. 4. Зависимость малой оси (а) и площади (б) барашка в активной фазе от длины обрушивающейся волны

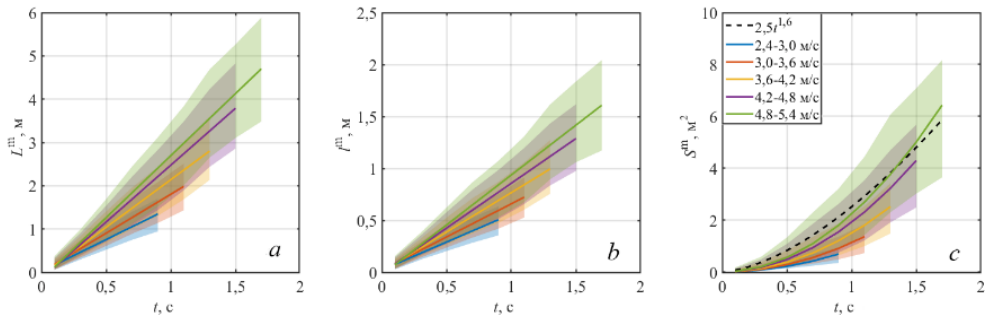
Fig. 4. Dependence of the minor axis (a) and the area (b) of a wave breaking in the active phase upon the breaking wave length

Полученные выражения, связывающие средние значения ширины и площадей обрушений с длиной обрушивающейся волны, представляют несомненный интерес, поскольку из их зависимостей следует $\bar{l}/\lambda \cong 0,03$ и $\bar{S}/\lambda^2 \cong 0,002$. Учитывая, что в активной фазе отношения $\bar{L}/\lambda \cong 0,1$ [8] и $\bar{\tau}/T \cong 0,33$ [9] также являются постоянными, не зависящими от гидрометеорологических условий наблюдения и масштабов обрушения, можно говорить об автомодельности линейных размеров обрушений, их площадей и времени жизни.

Оценка скорости роста геометрических размеров барашка. При анализе экспериментальных данных об обрушениях в основном оцениваются их максимальные и средние длины, площади, время жизни. Остается практически неизученной временная изменчивость геометрических размеров L, l, S индивидуальных барашков. В то же время вид зависимостей $L(t), l(t)$ и $S(t)$ может представлять несомненный интерес в задачах изучения волновой динамики и развития радиолокационных моделей рассеяния [12–14].

Ниже рассматривается эволюция геометрических размеров пенной области в активной фазе. Разобьем диапазон скоростей движения барашка (2,4–5,4 м/с) на 5 интервалов с шагом $\Delta c = 0,6$ м/с и найдем среднее значение $L^m(t), l^m(t)$ и $S^m(t)$ в каждом рассматриваемом диапазоне скоростей. Отметим, что момент t определялся относительно начала формирования каждого обрушения и для фиксированного t значения длин и площадей всех барашков усреднялись в заданном интервале скоростей.

Временная эволюция кинематических характеристик барашка $L^m(t)$, $l^m(t)$ и $S^m(t)$ для каждого из выбранных диапазонов скоростей ($c, c + \Delta c$) представлена на рис. 5. Для лучшей визуализации интервалы изменения значений длин и площадей обрушений для каждого диапазона ($c, c + \Delta c$) показаны цветными областями. Верхние и нижние границы областей определены как $L^m(t) \pm \delta L^m(t)$, $l^m(t) \pm \delta l^m(t)$ и $S^m(t) \pm \delta S^m(t)$, где $\delta L^m(t)$, $\delta l^m(t)$, $\delta S^m(t)$ – среднеквадратические отклонения случайных значений длин и площадей обрушений в момент t . Зависимости L^m и l^m от времени на рис. 5, a, b близки к линейным, в то время как S^m близка к степенной. Из рис. 5 следует, что чем больше скорость обрушивающейся волны и, следовательно, ее масштаб, тем быстрее увеличиваются геометрические размеры барашка.



Р и с. 5. Временная зависимость геометрических размеров барашка: a – длины вдоль гребня; b – ширины; c – площади (сплошные цветные линии – параметризации $L^m(t)$, $l^m(t)$ и $S^m(t)$; цветом показан диапазон скоростей ($c, c + \Delta c$))

Fig. 5. Temporal dependence of the wave breaking geometric dimensions: a – the along crest length; b – the width; c – the area (solid colored lines denote the parameterizations $L^m(t)$, $l^m(t)$ and $S^m(t)$; the velocity range ($c, c + \Delta c$) is shown in color)

Аппроксимируем изменение длины и ширины обрушения линейными зависимостями

$$\begin{aligned} L^m(t) &= a^L t, \\ l^m(t) &= a^l t, \end{aligned} \quad (1)$$

где коэффициенты a^L , a^l получены методом наименьших квадратов и обозначают скорости роста длины и ширины барашка в активной фазе.

Отдельного обсуждения заслуживает временная изменчивость S^m . Для всех интервалов ($c, c + \Delta c$) зависимость площадей обрушений от t хорошо описывается степенной функцией $S^m(t) = a^S t^q$, где q изменяется от минимального значения 1,4 до максимального 1,6 в первом и пятом диапазоне скоростей обрушений соответственно. На рис. 5, c для примера штриховой линией показана аппроксимация $S^m(t) = 2,5 t^{1,6}$, полученная для $c \in (4,8-5,4 \text{ м/с})$.

В то же время можно было бы ожидать, что площадь фигуры, описывающей обрушение, определяется произведением осей (уравнение (1)). В этом случае изменение площади барашка во времени должно иметь квадратическую зависимость $S^m(t) \propto a^L a^l t^2$. В ряде исследований при определении характеристик обрушений по оптическим изображениям границы барашков аппрок-

смируются эллипсом [10, 11, 19, 20]. Если принять, что форма пенной структуры в активной фазе близка к эллипсу, тогда, согласно уравнению (1), площадь единичного обрушения запишется как

$$S^m(t) = a^S t^2, \quad (2)$$

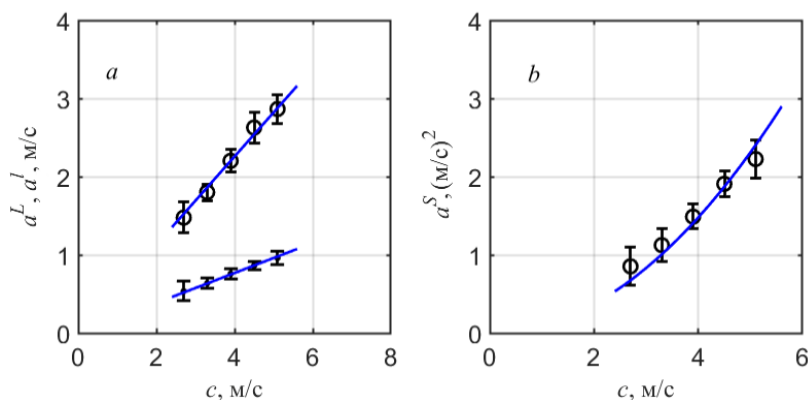
где $a^S = \pi a^L a^l / 4$.

Отличие полученных нами значений степени q от 2 во временных зависимостях $S^m(t)$ требует отдельного обсуждения. С нашей точки зрения такое отличие степеней может быть связано с тем, что момент окончания активной фазы обрушения определяется при $t = t_4$ (рис. 3, *a*), когда значение площади барашка достигает максимума. В то же время в интервале $t_3 < t \leq t_4$ появляется смешанная фаза, в этот промежуток времени от барашка начинает отделяться остаточная пена (рис. 2, *d*). В результате скорость роста площади обрушения уменьшается и при $t = t_4$ становится равной нулю, $\partial S^m(t)/\partial t|_{t=t_4} = 0$. Заниженные значения степеней q в нашем случае вызваны тем, что зависимости $S^m(t)$ аппроксимировались во всем интервале активной фазы обрушения $0 \leq t \leq t_4$, включая область окрестности максимума площади, где скорость ее изменения существенно меньше и достигает нулевого значения.

Анализ полученных нами данных показывает, что при отсутствии смешанной фазы в интервале $0 \leq t \leq (t_3 + t_4)/2$ изменение площади обрушения во времени удовлетворительно описывается квадратической зависимостью (1). Изучение временной изменчивости параметров барашка в переходной фазе требует более подробных дополнительных исследований и выходит за рамки данной работы.

Временную зависимость площади барашка будем описывать здесь выражением (2). На рис. 5, *c* сплошными линиями показаны функции $S^m(t) = a^S t^2$ для выбранных диапазонов скоростей.

Зависимость полученных коэффициентов a^L , a^l и a^S от средней скорости обрушения в интервалах $(c, c + \Delta c)$ демонстрируется на рис. 6, где вертикальные отрезки соответствуют значениям среднеквадратических отклонений $\pm \delta a^L$, $\pm \delta a^l$, $\pm \delta a^S$. Линиями показаны рассчитанные методом наименьших квадратов зависимости $a^L = (0,56 \pm 0,04)c$, $a^l = (0,19 \pm 0,01)c$, $a^S = (0,09 \pm 0,01)c^2$.



Р и с. 6. Зависимости a^L , a^l (*a*) и a^S (*b*) от скорости обрушивающейся волны

F i g. 6. Dependences a^L , a^l (*a*) and a^S (*b*) on the breaking wave velocity

Зависимость полученных коэффициентов a^L , a^l и a^S от средней скорости обрушения в интервалах $(c, c + \Delta c)$ демонстрируется на рис. 6, где вертикальные отрезки соответствуют значениям среднеквадратических отклонений $\pm \delta a^L, \pm \delta a^l, \pm \delta a^S$. Линиями показаны рассчитанные методом наименьших квадратов зависимости $a^L = (0,56 \pm 0,04)c$, $a^l = (0,19 \pm 0,01)c$, $a^S = (0,09 \pm 0,01)c^2$.

С учетом полученных функциональных зависимостей коэффициентов a^L , a^l , a^S выражения (1) и (2) запишутся в следующем виде:

$$\begin{aligned} L(t) &= (0,56 \pm 0,04)ct, \\ l(t) &= (0,19 \pm 0,01)ct, \end{aligned} \quad (3a)$$

$$S(t) = (0,09 \pm 0,01)c^2t^2. \quad (3б)$$

Как показал анализ натуральных данных, линейные размеры барашка увеличиваются с постоянной скоростью, значение которой определяется масштабом обрушивающейся волны. В то же время площадь барашка увеличивается со временем по квадратическому закону, а скорость роста S пропорциональна c^2 .

Введем безразмерные величины $L'(t') = L(t)/\lambda$, $l'(t') = l(t)/\lambda$, $S'(t') = S(t)/\lambda^2$, $t' = t/T$. Тогда выражения (3a) и (3б), учитывая очевидное соотношение $c = \lambda/T$, можно записать как

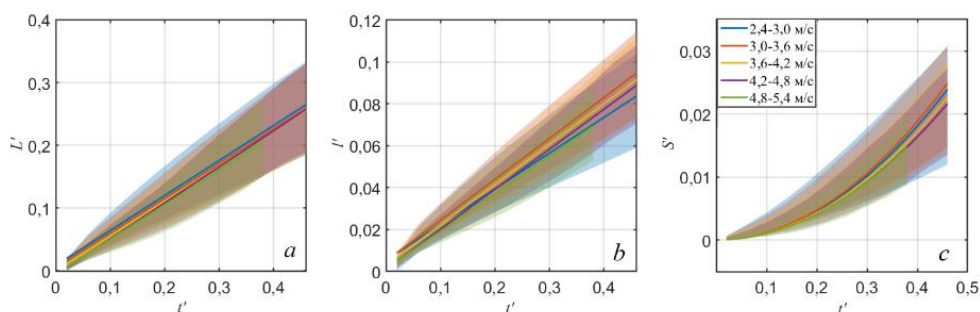
$$\begin{aligned} L'(t') &= 0,6t', \\ l'(t') &= 0,2t', \end{aligned} \quad (4a)$$

$$S'(t') = 0,1(t')^2. \quad (4б)$$

Из выражений (4) следует, что эволюция безразмерных геометрических размеров барашка в активной фазе не зависит от масштабов обрушивающихся волн.

Интерес представляет верификация последнего утверждения. Действительно, полуэмпирические зависимости (4) получены для всех значений c . Рассмотрим, насколько существенными окажутся отличия функций в формулах (4) при различных скоростях движения обрушений. На рис. 7 показаны изменения по t' безразмерной длины, ширины гребня и безразмерной площади барашков, лежащих в вышеуказанных интервалах $(c, c + \Delta c)$. Сплошными линиями на рис. 7, $a - c$ демонстрируются зависимости $L'(t') = a^L t'$, $l'(t') = a^l t'$, $S'(t') = a^S (t')^2$ соответственно, где значения коэффициентов a^L, a^l, a^S получены методом наименьших квадратов. Цвет линий соответствует диапазону скоростей $(c, c + \Delta c)$ (см. легенду). Цветными участками на рис. 7 показаны области, в которых находятся значения $L'(t') \pm \delta L'(t')$, $l'(t') \pm \delta l'(t')$ и $S'(t') \pm \delta S'(t')$ соответственно.

Как следует из рис. 7, a, b , данные $L'(t')$ и $l'(t')$ группируются в зависимости, близкие к линейным, с наклонами $\sim 0,6$ и $\sim 0,2$ соответственно для всех значений скорости обрушивающейся волны, что согласуется с коэффициентами в формуле (4a). Зависимости площадей обрушений от безразмерного времени для выбранных c , показанные на рис. 7, c , также близки и группируются вокруг $S'(t') = 0,1(t')^2$, что совпадает с выражением (4б).



Р и с. 7. Зависимость безразмерных длины (а), ширины (b) и площади (c) от безразмерного времени. Сплошные линии соответствуют зависимостям, полученным в интервалах скоростей, указанных в легенде

Fig. 7. Dependence of the dimensionless length (a), width (b) and area (c) on the dimensionless time. Solid lines correspond to the dependences obtained in the velocity intervals indicated in the legend

Доля морской поверхности, покрытая пеной, как функция распределения длин обрушений. Доля морской поверхности, покрытая пеной обрушивающихся волн, W – один из основных индикаторов динамических процессов взаимодействия атмосферы и океана. В качестве статистической меры обрушений волн в работе [5] предложено использовать распределение длин гребней обрушивающихся волн $\Lambda(\mathbf{c})$. Интеграл $\int \Lambda(\mathbf{c}) d\mathbf{c}$ равен полной длине обрушивающихся гребней на единице площади морской поверхности. Согласно [5], в момент генерации барашка возникает пенная область, формируемая движущимся фронтом обрушения и сохраняющаяся в течение всего времени жизни τ_p ; в этом случае общая доля морской поверхности, покрытая пеной, записывается как

$$W = \int c \tau_p \Lambda(\mathbf{c}) d\mathbf{c}. \quad (5)$$

С другой стороны, при проведении натурных исследований регистрируется площадь обрушения S . При движении, увеличиваясь в размере, барашек не оставляет за собой видимых пузырьков и, как следует из рис. 2, $a - d$, поверхность позади обрушения за время активной фазы свободна от остаточной пены. Тогда следует ожидать, что измеряемая в нашем эксперименте доля морской поверхности W_E , занятая барашками, будет меньше W , рассчитываемой по уравнению (5). Запишем это уравнение для доли морской поверхности, покрытой пеной, в активной фазе в виде

$$W_A = c_a \int c \tau \Lambda(\mathbf{c}) d\mathbf{c}, \quad (6)$$

где c_a – коэффициент, обозначающий, что площадь пенной области в активной фазе меньше общей запенённости морской поверхности ($\tau_p = \tau$ для активной фазы). Обоснование расчета W_A по выражению (6) представлено в Приложении. В работах [7, 13] при расчете небрегговой компоненты рассеяния использовалось выражение, аналогичное формуле (6); коэффициент c_a в этих работах оценивался по соответствию модельных расчетов небрегговой компоненты рассеяния натурным данным.

Сопоставим значения W_E , измеренные в эксперименте, и W_A , рассчитанные по формуле (6) на основе одной и той же базы данных. Значения W_E определялись как средняя площадь регистрируемых обрушений на единице морской поверхности, что является традиционным методом, применяемым в многочисленных экспериментальных исследованиях:

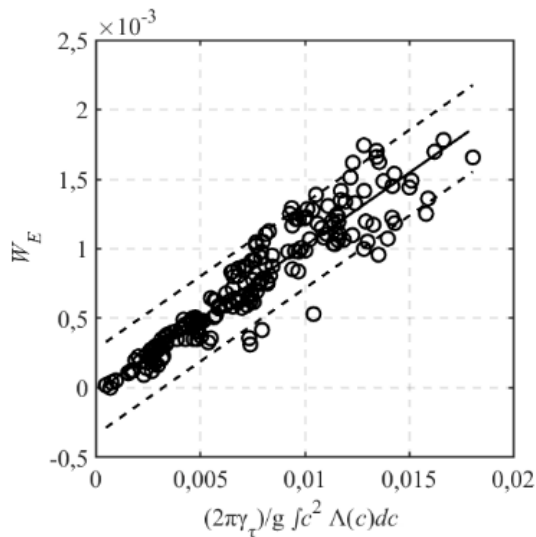
$$W_E = \sum_i S_i / (AN_{fr}),$$

где A – площадь обзора морской поверхности; N_{fr} – количество видеок кадров. Длительность видеозаписей, по которым рассчитывались W_E , изменялась в диапазоне 20–30 мин.

Расчет значений W_A с использованием натуральных данных выполнялся следующим образом. Одномерное распределение $\Lambda(c)$ по результатам наших измерений оценивалось как $\Lambda(c) = \frac{1}{A \cdot \Delta c \cdot N_{fr}} \sum_k L_k | c_k \in [c, c + \Delta c]$, где Δc – интервал скорости, в нашем случае равный 0,5 м/с; L_k – длина k -го гребня обрушивающейся волны, движущейся со скоростью c_k в интервале $c_k \in (c, c + \Delta c)$.

Согласно [9, 21], $\tau = \gamma_\tau T$, где γ_τ – коэффициент пропорциональности; $T = \frac{2\pi}{g} c$ – период обрушивающейся волны. Учитывая вышесказанное, выражение (6) для W_A запишем в следующем виде:

$$W_A = c_a \frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc. \quad (7)$$



Р и с. 8. Доля морской поверхности, покрытая пеной обрушивающихся волн, по сравнению с $\frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc$ (сплошная линия – аппроксимация данных линейной зависимостью; штриховые линии – 95%-ные доверительные интервалы)

F i g. 8. Fraction of the sea surface covered with foam of breaking waves as compared to $\frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc$ (solid line is the data approximation by linear dependence, dashed ones are the 95 % confidence intervals)

Оценим значение коэффициента c_a . На рис. 8 приведено сопоставление W_E и $\frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc$, где в соответствии с [9] $\gamma_\tau = 0,33$; сплошной линией показана зависимость $W_E = c_a \frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc$, где значение $c_a = 0,11 \pm 0,01$ получено методом наименьших квадратов.

Таким образом, в моделях при расчете доли морской поверхности, покрытой обрушениями в активной фазе, можно использовать выражение (5) с учетом поправочного коэффициента c_a .

Заключение

В работе представлены результаты натуральных исследований закономерностей временной эволюции геометрических характеристик обрушений гравитационных волн. Определение размеров обрушений в активной фазе и скоростей их движения осуществлялось по видеозаписям морской поверхности.

Экспериментально показано, что средние значения ширины барашка связаны линейно с длиной обрушивающейся волны $\bar{l} = 0,03\lambda$, а средние площади обрушений пропорциональны квадрату длины обрушивающейся волны $\bar{S} = 0,002\lambda^2$. Найденные соотношения дополняют результаты, полученные ранее авторами ($\bar{L}/\lambda \cong 0,1$ и $\bar{t}/T = 0,33$). На основании экспериментально полученных соотношений для длин гребней, малых осей, площадей и времени жизни в активной фазе обрушений, являющихся константами, сделан вывод о геометрическом и кинематическом подобии обрушений.

Экспериментально показано, что геометрические размеры индивидуального барашка (длина и ширина) растут с постоянными скоростями, значения которых определяются $c: a^L = (0,56 \pm 0,04)c, a^l = (0,19 \pm 0,01)c$. Установлена квадратическая зависимость роста площади единичного обрушения от времени, а значение старшего коэффициента определяется как $a^S = (0,09 \pm 0,01)c^2$.

Значения длин гребней и ширины обрушений, нормированные на длину обрушивающейся волны, линейно зависят от безразмерного времени $t' = t/T$, практически совпадают и группируются вокруг универсальных зависимостей $L(t)/\lambda \cong 0,6t'$ и $l(t)/\lambda \cong 0,2t'$. Зависимости от t' нормированных на λ^2 площадей также близки и группируются вокруг $S(t')/\lambda^2 = 0,1(t')^2$. Полученные результаты позволяют говорить о независимости безразмерных геометрических характеристиках обрушений от масштабов и скоростей обрушивающихся волн.

Выполнены расчеты доли морской поверхности, покрытой пеной обрушивающихся волн, как традиционным способом (рассчитывалась средняя площадь регистрируемых обрушений на единице морской поверхности), так и с использованием статистики распределения длин гребней обрушений.

Сопоставление W_E со значениями W , рассчитанными по выражению (7), показало линейную зависимость $W_E = c_a \frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc$, где $c_a = 0,11 \pm 0,01$. Таким образом, в разрабатываемых моделях описания морской поверхности можно использовать выражение для W , предложенное О. М. Филлипсом, $W_E = c_a W$. С учетом полученных в настоящей работе экспериментальных оценок параметров a^l и γ_τ предложено объяснение значения коэффициента c_a .

Приложение

Для оценки модельных значений доли морской поверхности, покрытой обрушениями в активной фазе, используем концепцию $\Lambda(c)$ -функции, предложенную в [5]. Перейдем в систему координат с началом в центре пенной структуры. Изменение площади единичного барашка за время dt запишем как

$$dS \cong dLdl, \quad (A1)$$

где dL, dl – приращения размеров обрушения. Учитывая, что, согласно выражениям (1) и (2), $dL = a^l dt$, $dl = a^l dt$, и интегрируя уравнение (A1) по времени жизни обрушения, получим выражение для максимальной площади барашка

$$S_m \cong a^l \tau L_m, \quad (A2)$$

где $L_m = a^l \tau$ – максимальная длина гребня обрушения. Поскольку, как показано выше, $L(t)$ увеличивается линейно от 0 до L_m , средняя длина гребня равна $\bar{L} = L_m/2$. Согласно данным рис. 5, $c, S(t)$ описывается квадратической зависимостью от времени, и в результате отношение максимальной площади к ее среднему значению составит $\frac{S_m}{\bar{S}} = 3$. Используя приведенные здесь соотношения для длин и площадей обрушения, выражение (A2) перепишем для средней площади единичного барашка:

$$\bar{S} \simeq \frac{2}{3} a^l \tau \bar{L}. \quad (A3)$$

Суммируя выражения (A3) по всем обрушениям, наблюдаемым на площади A , получим

$$\frac{1}{A} \sum_i \bar{S}_i \simeq \frac{2}{3A} a^l \tau \sum_i \bar{L}_i. \quad (A4)$$

Учитывая, что полная длина обрушений на единице поверхности составляет $\int \Lambda(c) dc = \frac{1}{A} \sum_i \bar{L}_i$, а левая часть в выражении (A4) является долей морской поверхности W_A , покрытой активной фазой обрушивающихся волн, перепишем выражение (A4) в следующем виде:

$$W_A = 2/3 \int a^l \tau \Lambda(c) dc. \quad (A5)$$

Основное отличие формулы (A5) от уравнения (5) состоит в том, что в подынтегральном выражении (A5) множителем является не скорость движения барашка, а скорость роста его малой оси a^l . Согласно результатам, представленным выше, $a^l = 0,2c$. Тогда

$$W_A = c'_a \frac{2\pi\gamma_\tau}{g} \int c^2 \Lambda(c) dc,$$

где $c'_a = \frac{2}{3} 0,2 = 0,13$. Выражение в точности совпадает с формулой (7), при этом значения c'_a и c_a близки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондур В. Г., Шарков Е. А.* Статистические характеристики пенных образований на взволнованной морской поверхности // *Океанология*. 1982. Т. 22, № 3. С. 372–378. EDN TRTLBH.
2. *Monahan E. C., Woolf D. K.* Comments on "Variations of whitecap coverage with wind stress and water temperature" // *Journal of Physical Oceanography*. 1989. Vol. 19, iss. 5. P. 706–709. doi:10.1175/1520-0485(1989)019<0706:COOWCW>2.0.CO;2
3. *Шарков Е. А.* Обрушающиеся морские волны: структура, геометрия, электродинамика. Москва : Научный мир, 2009. 303 с. EDN QKILDL.
4. *Duncan J. H.* An experimental investigation of breaking waves produced by a towed hydrofoil // *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1981. Vol. 377, iss. 1770. P. 331–348. doi:10.1098/rspa.1981.0127
5. *Phillips O. M.* Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // *Journal of Fluid Mechanics*. 1985. Vol. 156. P. 505–531. doi:10.1017/S0022112085002221
6. *Phillips O. M.* Radar returns from the sea surface—bragg scattering and breaking waves // *Journal of Physical Oceanography*. 1988. Vol. 18, iss. 8. P. 1065–1074. doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1065:RRFTSS>2.0.CO;2
7. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model / V. N. Kudryavtsev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C3. 8054. doi:10.1029/2001JC001003
8. Статистические характеристики обрушений и их связь с диссипацией энергии ветровых волн по данным натурных измерений / А. Е. Кориненко [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 5. С. 514–531. doi:10.22449/0233-7584-2020-5-514-531
9. Estimation of the “whitecap” lifetime of breaking wave / A. E. Korinenko [et al.] // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022. Vol. 15, iss. 1. P. 61–72. doi:10.48612/fpg/5g5t-4mzd-94ab
10. *Шарков Е. А.* Экспериментальные исследования времени жизни дисперсной фазы обрушивающейся гравитационной волны // *Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана*. 1994. Т. 30, № 6. С. 844–847.
11. *Бондур В. Г., Шарков Е. А.* Статистические характеристики элементов линейной геометрии пенных структур на поверхности моря по данным оптического зондирования // *Исследование Земли из космоса*. 1986. № 4. С. 21–31. EDN TOYRTB.
12. *Callaghan A. H., Deane G. B., Stokes M. D.* Laboratory air-entraining breaking waves: Imaging visible foam signatures to estimate energy dissipation // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 21. P. 11320–11328. doi:10.1002/2016GL071226
13. Ka-band radar cross-section of breaking wind waves / Y. Y. Yurovsky [et al.] // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13, iss. 10. 1929. doi:10.3390/rs13101929
14. On Doppler shifts of breaking waves / Y. Y. Yurovsky [et al.] // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, iss. 7. 1824. doi:10.3390/rs15071824
15. Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm / C. W. Fairall [et al.] // *Journal of Climate*. 2003. Vol. 16, iss. 4. P. 571–591. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2
16. *Mironov A. S., Dulov V. A.* Detection of wave breaking using sea surface video records // *Measurement Science and Technology*. 2008. Vol. 19, iss. 1. 015405. doi:10.1088/0957-0233/19/1/015405
17. *Kleiss J. M., Melville W. K.* Observations of Wave Breaking Kinematics in Fetch-Limited Seas // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. Vol. 40, iss. 12. P. 2575–2604. doi:10.1175/2010JPO4383.1
18. *Kleiss J. M., Melville W. K.* The analysis of sea surface imagery for whitecap kinematics // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2011. Vol. 28, iss. 2. P. 219–243. doi:10.1175/2010JTECH0744.1

19. *Gemmrich J. R., Banner M. L., Garrett C.* Spectrally resolved energy dissipation rate and momentum flux of breaking waves // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38, iss. 6. P. 1296–1312. doi:10.1175/2007JPO3762.1
20. *Schwendeman M. S., Thomson J.* Sharp-crested breaking surface waves observed from a ship-based stereo video system // *Journal of Physical Oceanography*. 2017. Vol. 47, iss 4. P. 775–792. doi:10.1175/JPO-D-16-0187.1
21. *Phillips O. M., Posner F. L., Hansen J. P.* High range resolution radar measurements of the speed distribution of breaking events in wind-generated ocean waves: surface impulse and wave energy dissipation rates // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31, iss. 2. P. 450–460. doi:10.1175/1520-0485(2001)031<0450:HRRRMO>2.0.CO;2

Об авторах:

Кориненко Александр Евгеньевич, научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **Scopus Author ID: 23492523000**, **ORCID ID: 0000-0001-7452-8703**, **SPIN-код: 7288-8023**, korinenko.alex@mhi-ras.ru

Малиновский Владимир Васильевич, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, лаборатория прикладной физики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5799-454X**, **ResearcherID: F-8709-2014**, **SPIN-код: 9206-3020**, **Scopus Author ID: 23012976200**, vladimir.malinovsky@mhi-ras.ru

Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в поверхностном слое вод Черного моря

О. Н. Козловская^{1, 2}, Д. А. Кременчуцкий^{1, ✉}, Ю. Г. Шибецкая¹,
В. А. Разина¹, Н. А. Бежин^{1, 2}

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

² ФГАОУ ВО Севастопольский государственный университет, Севастополь, Россия

✉ d.kremenchutskii@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 05.06.2023; одобрена после рецензирования 25.08.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Обобщить сведения об особенностях пространственной изменчивости полей концентрации ^{226}Ra и ^{228}Ra и факторах, определяющих эти особенности в поверхностном слое вод Черного моря, – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Используются данные о концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra в поверхностном (0,3–3,0 м) слое вод Черного моря, полученные в ходе четырех экспедиций. Извлечение изотопов ^{228}Ra и ^{226}Ra из проб морской воды проводили с использованием волокна на основе MnO_2 . Измерения их активности были выполнены на альфа-бета-радиометре УМФ-2000. Данные о содержании основных элементов главного биогенного цикла были получены фотометрически.


Выводы. Концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra изменялись по пространству в интервалах 17,2–172,2 и 38,0–270,1 дпм/м³ соответственно. Показано, что влияние субмаринных источников и, предположительно, канализационных стоков носит локальный характер и проявляется в росте концентрации этих радионуклидов или одного из них в 1,5–2,3 раза. Сделано предположение, что мезомасштабные вихри, наблюдаемые в районе Южного берега Крыма, могут оказывать влияние на пространственную изменчивость полей концентрации изотопов радия, приводя к локальному уменьшению или росту их концентрации в 2,3–2,8 раза. Показано, что распространение азотоморских вод в акватории Черного моря проявляется в полях концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra : в этих районах наблюдается повышенное в 2,3–2,6 раза содержание данных изотопов. Установлено, что в районах, подверженных влиянию речного стока, наблюдается рост концентрации долгоживущих изотопов радия при отдалении от берега. Следует ожидать, что пространственные масштабы, на которых проявляется влияние того или иного источника, пропорциональны его мощности (расходу и концентрации радионуклидов): чем мощность выше, тем на большее расстояние отслеживается влияние источника.

Ключевые слова: ^{228}Ra , радий-228, ^{226}Ra , радий-226, Черное море, субмаринная разгрузка подземных вод, речной сток

Благодарности: авторы выражают благодарность капитану и команде НИС «Профессор Водяницкий» за помощь в проведении работ на судне, а также членам отряда гидрологии и течений за данные о температуре и солёности. Пробы воды отобраны в Центре коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН». Работа выполнена в рамках темы государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации FNNN-2021-0004.


Для цитирования: Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в поверхностном слое вод Черного моря / О. Н. Козловская [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 831–850. EDN SDUNVX.

Distribution of ^{228}Ra and ^{226}Ra in the Surface Layer of the Black Sea Waters

O. N. Kozlovskaya^{1, 2}, D. A. Kremenchutskii¹, , Iu. G. Shibetskaia¹,
V. A. Razina¹, N. A. Bezhin^{1, 2}

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

² Sevastopol State University, Sevastopol, Russia

 d.kremenchutskii@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to summarize information on the features of spatial variability of the ^{226}Ra and ^{228}Ra concentration fields and the factors influencing these features in the surface water layer of the Black Sea.

Methods and Results. The data on spatial variability of the ^{228}Ra and ^{226}Ra concentrations in the surface (0.3–3.0 m) layer of the Black Sea obtained during four expeditions were used. The ^{228}Ra and ^{226}Ra isotopes were extracted from the seawater samples using the MnO_2 -based fiber. Their activity was measured by a UMF-2000 alpha-beta radiometer. The data on the content of main elements of the basic biogenic cycle were obtained photometrically.

Conclusions. The concentrations of ^{228}Ra and ^{226}Ra varied in a range of 17.2 to 172.2 dpm/m³ and from 38.0 to 270.1 dpm/m³, respectively. It is shown that in the region under study, the influence of submarine sources and, presumably, sewage is of a local character and is manifested in an increase of the concentrations of these radionuclides or one of them by 1.5–2.3 times. The mesoscale eddies observed in the region of the Southern Coast of Crimea are assumed to affect spatial variability of the radium isotope concentration fields that results in a local decrease or increase in their concentrations by 2.3–2.8 times. It is shown that propagation of the Azov Sea waters in the Black Sea is traced by the ^{228}Ra and ^{226}Ra concentration fields: the increased (by 2.3–2.6 times) values of the contents of both isotopes are observed in these areas. It is established that in the areas subjected to the affect of river runoff, the concentration of long-lived radium isotopes is observed to increase with distance from the coast. The spatial scales, on which the influence of a particular source is manifested, are expected to be proportional to its power (flow rate and radionuclides concentration): the higher the power, the greater the distance at which its influence is monitored.

Keywords: ^{228}Ra , radium-228, ^{226}Ra , radium-226, Black Sea, submarine groundwater discharge, river flow

Acknowledgements: The authors are grateful to the captain and crew of the R/V *Professor Vodyanitsky* for their help in carrying out expeditionary operations at the vessel, as well as to the members of the Hydrology and Currents group for providing the data on temperature and salinity. Water samples were taken in the Collective Center R/V *Professor Vodyanitsky* of FSBSI FSC “Institute of Biology of the Southern Seas” A. O. Kovalevsky. The study was carried out within the framework of a theme of state assignment of Ministry of Science and Higher Education of Russian Federation FNNN-2021-0004.

For citation: Kozlovskaya, O.N., Kremenchutskii, D.A., Shibetskaia, Iu.G., Razina, V.A. and Bezhin, N.A., 2023. Distribution of ^{228}Ra and ^{226}Ra in the Surface Layer of the Black Sea Waters. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 792-810.

Введение

Долгоживущие изотопы радия ^{226}Ra и ^{228}Ra характеризуются длительным периодом полураспада, равным 1600 и 5,75 лет соответственно. Эти изотопы непрерывно образуются в рядах распада урана-238 и тория-232 соответственно, которые содержатся в основном в почвах, горных породах и донных отложениях. Особенности распределения изотопов радия в Мировом океане

тесно связаны с периодом их полураспада и источником поступления, а также с гидродинамическими условиями, наблюдаемыми в том или ином районе океана [1, 2].

Согласно литературным данным, ^{226}Ra и ^{228}Ra образуются непосредственно в морской среде в результате распада материнских ядер (торий-230 и торий-232 соответственно), а также поступают в нее с субмаринной разгрузкой подземных вод [3–5], речным стоком [6, 7], в результате диффузии из донных отложений [8] и с атмосферными осадками [9]. Из морской среды эти изотопы выводятся в результате радиоактивного распада [10]. Несмотря на то что концентрации ^{226}Ra и ^{228}Ra на взвеси на два порядка меньше, чем в растворенной форме [11–13], вертикальный перенос ^{226}Ra частицами оседающего взвешенного вещества (так называемый «биологический насос») является доминирующим процессом удаления этого изотопа из верхних слоев Мирового океана. На это указывают результаты недавно опубликованного исследования [14].

Научный интерес к указанным изотопам радия обусловлен возможностью их использования в роли трассеров для исследования процессов перемешивания (вертикального и горизонтального) в прибрежных [15–17] и глубоководных [2, 18] районах Мирового океана. С их помощью выявляют 1 [15] и идентифицируют [15, 19–21] источники пресных вод в морской среде, а также оценивают объем поступающих пресных вод [4, 22] и количество веществ (биогенные вещества, тяжелые металлы и др.), попадающих с ними в воды морей и океанов [4, 23, 24]. В частности, в работах [25–27] было показано, что содержание биогенных элементов в районах субмаринной разгрузки на два порядка может превышать фоновые уровни.

Изучению пространственной изменчивости полей концентрации ^{226}Ra и ^{228}Ra в различных районах Мирового океана уделяется большое внимание [5, 28]. В то же время подробных исследований особенностей такой изменчивости этих радионуклидов в водах Черного моря ранее не проводилось.

В настоящей работе представлены новые, а также опубликованные ранее [29–31] данные о содержании ^{226}Ra и ^{228}Ra в поверхностном слое вод различных районов Черного моря. Цель работы заключается в обобщении сведений об особенностях пространственной изменчивости полей концентрации ^{226}Ra и ^{228}Ra и факторах, определяющих эти особенности в пределах экономической зоны РФ в Черном море.

Материалы и методы

Отбор проб. Экспедиционные работы выполнялись в ходе 106-го (18 апреля – 13 мая 2019 г.), 116-го (22 апреля – 17 мая 2021 г.) и 121-го (19 апреля – 14 мая 2022 г.) рейсов НИС «Профессор Водяницкий», а также в ходе прибрежной экспедиции 19 июля 2020 г. на м. Айя. Во время экспедиций были проведены гидрологические измерения, отбор проб для определения концентрации биогенных элементов (кремниевая кислота, растворенный неорганический фосфор) и объемной активности изотопов ^{226}Ra , ^{228}Ra .

¹ Nuclear and isotopic techniques for the characterization of submarine groundwater discharge in coastal zones. Results of a coordinated research project 2001–2006. Vienna : IAEA, 2008. (IAEA-TECDOC-1595).

Для определения концентрации биогенных элементов пробы морской воды отбирали в пластиковые емкости объемом 125 мл, после чего фильтровали через мембранные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм (ЗАО «Владисарт», Россия) и замораживали для дальнейшего анализа в береговой лаборатории.

Для определения объемной активности ^{226}Ra и ^{228}Ra пробы морской воды отбирали с глубины 3 м (0,3 м во время береговой экспедиции) в пластиковые емкости объемом 200–250 л с помощью погружного вибрационного насоса UNIPUMP БАВЛЕНЕЦ БВ 0,12-40-У5 (ООО «Саблайн Сервис», Россия), одновременно фильтруя через полипропиленовый картридж с диаметром пор 1 мкм. Далее на судне проводили сорбционное концентрирование радия. При проведении прибрежной экспедиции отобранные пробы воды транспортировались в лабораторию, в которой проводилось концентрирование радионуклидов.

Сорбционное концентрирование изотопов ^{226}Ra , ^{228}Ra . Извлечение данных изотопов проводили двухколоночным методом путем пропускания с помощью перистальтического насоса *LongerPump WT600-2J (Longer Precision Pump Co., Китай)* 200–250 л отфильтрованной морской воды через две колонки, каждая из которых была заполнена пятью граммами волокна собственного производства на основе MnO_2 . Методика получения волокна подробно описана в работе [29]; по формуле, также приведенной в этой работе, рассчитывали степень извлечения ^{226}Ra , ^{228}Ra . Согласно полученным результатам, она составляла в среднем $88 \pm 1\%$ для ^{226}Ra и $86 \pm 1\%$ для ^{228}Ra .

Определение активности изотопов ^{226}Ra , ^{228}Ra . По окончании экспедиционных исследований в береговой лаборатории проводили смывку с сорбентов активного компонента с сорбируемыми радионуклидами раствором, содержащим 2 М HCl и 2 мл насыщенного раствора солянокислого гидроксилamina. Затем проводилось соосаждение ионов радия с сульфатом бария. Часть образовавшегося осадка (100 мг) переносили на подложку. Подробно методика радиохимической подготовки приведена в [28].

Подготовленный таким образом счетный образец выдерживали 4–5 сут в чашке Петри от времени отделения изотопов радия и измеряли на альфа-бета-радиометре УМФ-2000 (ООО НПП «Доза», Россия) в течение не менее 8 ч. Проводилось три повторных измерения на 4–5-е сутки и также три измерения через 10–12 сут после выделения изотопов радия. Погрешность определения концентрации радионуклидов обычно не превышала 10%.

Определение концентрации биогенных элементов. Основные биогенные элементы определяли фотометрически (РД 52.0.740-2010, РД 52.10.738-2010, РД 52.10.744-2010, РД 52.10.745-2010) ² [32]: минеральный фосфор по молибденовой сини, кремний по кремнемолибденовому комплексу.

Относительная ошибка определения содержания неорганического фосфора составила 2,00% для диапазона его концентраций 0–0,21 мкМ и 1,50% для

² Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М. : Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с. URL: <http://hdl.handle.net/123456789/1554> (дата обращения: 18.01.2021).

диапазона 2–8 мкМ. То же – для кремнекислоты: 2,00 % для концентрации 1,1 мкМ, 0,13% – для концентрации 10,8 мкМ, 0,50% – для концентрации 18,8 мкМ.

Гидрологическая съемка. Измерения температуры и солености в рейсах выполнялись с помощью океанографического зонда *Ocean Seven 320 plus CTD (IDRONAUT S.r.l., Италия)*, в прибрежной экспедиции – зондирующим биофизическим комплексом «Кондор» («НПП «Аквастандарт», ТУ 431230-006-00241904-2015, код ТН ВЭД ЕАЭС 9027 50 000 0, декларация соответствия ЕАЭС *N RU Д-RU.ЭМ03.А.00096/19*). Погрешности измерения температуры $\pm 0,05^\circ\text{C}$, солености $\pm 0,01$.

Статистический анализ данных проводился в *Statistica® (StatSoft Inc.)*, карты были построены с использованием *Surfer® (Golden Software, LLC)*.

Результаты и обсуждение

Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в центральной части Черного моря. На рис. 1 приведены пространственные распределения содержания долгоживущих изотопов радия и их отношения в поверхностном слое Черного моря, полученные путем объединения данных трех рейсов. Повышенное содержание ^{228}Ra отмечается в глубоководной части моря, пониженное – в прибрежной. Пространственная изменчивость содержания ^{226}Ra имеет более сложный характер по сравнению с ^{228}Ra . Так, повышенные и пониженные значения концентрации отмечаются как в прибрежных, так и в глубоководных районах моря. В центральной части содержание ^{228}Ra изменяется в пределах 47,2–121,7 дпм/м³ и составляет в среднем $79,3 \pm 27,7$ дпм/м³, в то время как содержание ^{226}Ra изменяется в диапазоне 59,2–86,8 дпм/м³ при среднем значении $72,1 \pm 8,9$ дпм/м³. В работах [33, 34] представлены результаты единичных измерений ^{226}Ra в центральной части моря, согласно которым его концентрация лежит в диапазоне 50,0–102,0 дпм/м³. Таким образом, значения, полученные в настоящей работе, согласуются с опубликованными данными по ^{226}Ra для центральной части моря. В доступной литературе сведения о содержании ^{228}Ra в Черном море отсутствуют.

Пространственная изменчивость отношения концентраций ^{228}Ra к ^{226}Ra подобна пространственной изменчивости концентрации ^{228}Ra : повышенные значения наблюдаются в глубоководной части, пониженные – в прибрежной. В центральной части моря значение отношения составляет 0,70–1,36 при среднем значении 0,97. Согласно литературным данным (таблица), в Мировом океане и в водах суши отношение концентраций этих радионуклидов изменяется в широком диапазоне 0,17–12,00. Такой разброс обусловлен различием в содержании ^{228}Ra и ^{226}Ra в грунтах и, как следствие, в воде.

В обсуждаемом районе имеют место различные источники поступления пресных (субмаринная разгрузка, речной сток) или распресненных (из Азовского моря) вод. Для того чтобы оценить их влияние на пространственную изменчивость содержания ^{228}Ra , ^{226}Ra и значения их отношения, данный район был разбит на 5 областей, которые показаны на рис. 1.

Концентрации ^{228}Ra , ^{226}Ra и их отношение в Мировом океане и в водах суши
Concentrations of ^{228}Ra and ^{226}Ra , and their ratios in the World Ocean
and in the internal basins

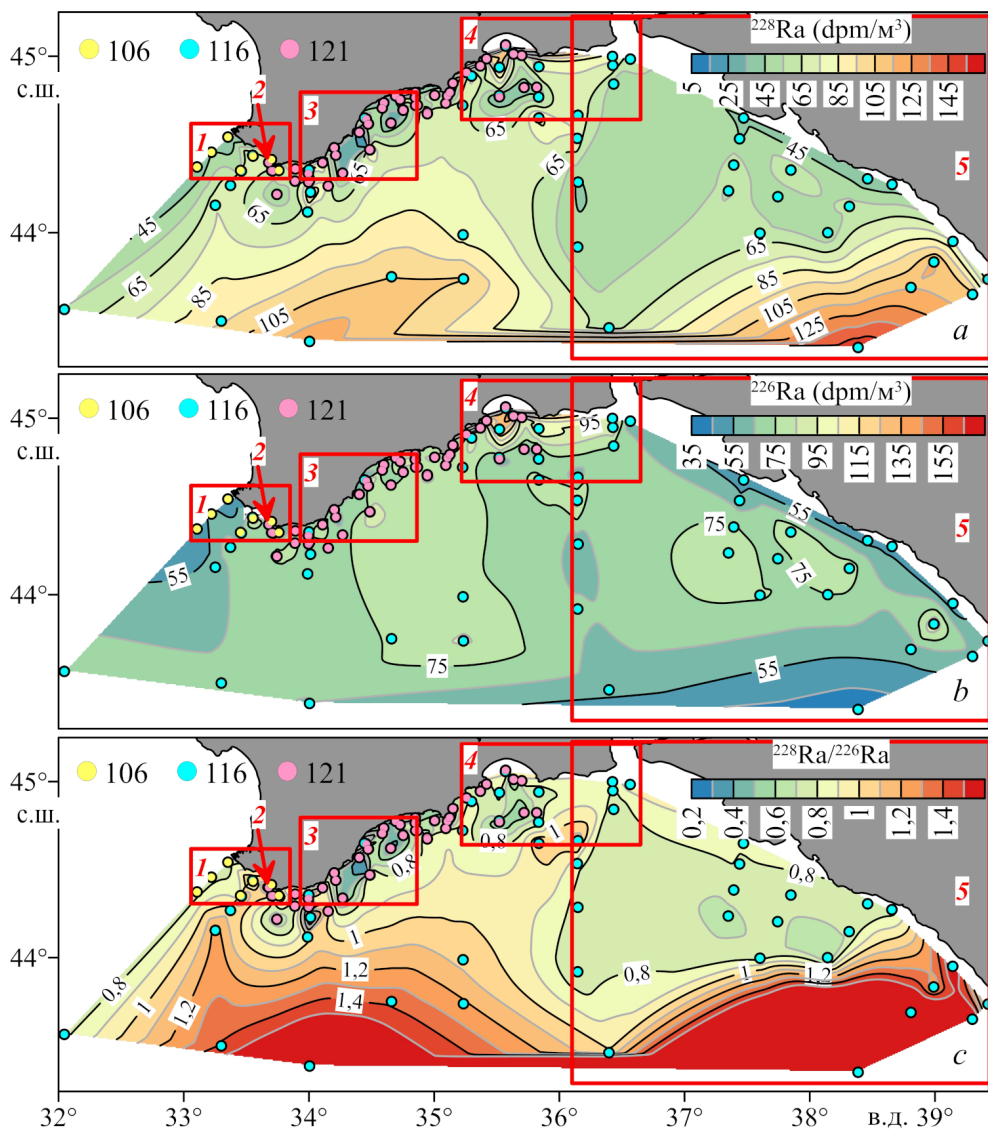
Регион / Region	Район / Region	S	^{226}Ra (dpm/m ³)	^{228}Ra (dpm/m ³)	$^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$	Ссылка / Reference
Черное море / Black Sea	р. Днестр / г. Dniester	нет свед. / no inform.	25,2	нет свед. / no inform.	нет свед. / no inform.	[34]
	р. Буг / г. Bug	нет свед. / no inform.	234,0	нет свед. / no inform.	нет свед. / no inform.	
ЮВ побережье США / SE coast of USA	р. Альтамаха – р. Нойз / г. Altamaha – г. Noise	< 1,00	6,0–800,0	12,0–170,0	< 0,19–2,10	[35]
Северный Ледовитый океан / Arctic Ocean	Альфа-Ридж / Alpha-Ridge	нет свед. / no inform.	104,8	92,0	0,88	[36]
	Восточно-Гренландское течение / East Greenland Current	нет свед. / no inform.	80,0	15,0–38,0	0,19–0,47	[37]
Север Южно-Китайского моря / Northern South China Sea	Эстуарий р. Санья / Estuary of г. Sanya	22,88	154,5	437,5	2,83	[38]
	ИСППВ* / SSGD*	20,22	2460,0	4350	1,77	
	б. Санья Бэй / Sanya Bay	33,77	96,0–119,0	231–380	2,17–3,48	
Атлантический океан / Atlantic Ocean	Открытое море / Open sea	нет свед. / no inform.	59,2	117	1,98	[39]
	р. Амазонка / г. Amazon	0,18 0,88	41,2 37,7	88,8 77,0	2,15 2,04	
	Эстуарий р. Амазонки / Estuary of г. Amazon	35,92–36,26 34,01–35,81	65,2–75,5 69,7–105,7	15,9–30,6 35,4–262,3	0,22–0,40 0,51–2,48	
		2,59–34,01	37,7–150,7	70,5–491,8	0,89–3,33	
Хорватия / Croatia	Реки, впадающие в Черное и Адриатическое моря / Rivers inflowing to the Black and Adriatic seas	< 1,00	392,4–3566,4	154,2–1245,6	0,48–12,00	[40]
Средиземное море / Mediterranean Sea	Открытое море / Open sea	нет свед. / no inform.	75,0	43,0	0,57	[4]
	б. Альфакс (ИСППВ*) / Alfax Bay (SSGD*)	нет свед. / no inform.	3300,0	1010,0	0,31	
	б. Альфакс (ирригационные каналы) / Alfax Bay (irrigation canals)	нет свед. / no inform.	480,0	330,0	0,69	
	б. Альфакс (поровые воды) / Alfax Bay (pore waters)	нет свед. / no inform.	200,0	1400,0	7,00	
Карское море / Kara Sea	р. Обь / г. Ob	0,01 0,03	273,1 26,3	409,4 41,8	1,44 1,39	[41]
	Речные+морские [⊛] / River+sea [⊛]	16,88	46,1	108,6	2,26	
	Открытое море / Open sea	23,81	61,4	138,0	2,15	
	р. Енисей / г. Yenisey	0,97	32,7	81,3	2,36	
	Речные + морские [⊛] / River+sea [⊛]	9,45	45,8	128,0	2,69	
	Открытое море / Open sea	24,46	56,1	132,0	2,24	
Море Лаптевых / Laptev Sea	р. Лена / г. Lena	0,08	85,2	118,8	1,33	
	Речные + морские [⊛] / River+sea [⊛]	0,21	131,1	248,9	1,81	
	Открытое море / Open sea	31,39	72,3	151,6	2,03	
Баренцево море / Barents Sea	Открытое море / Open sea	32,80–33,57	63,8–90,5	32,7–56,0	0,49–0,78	

* ИСППВ – источник субмаринной разгрузки подземных вод.

* SSGD – source of submarine groundwater discharge.

⊛ район смешения речных и морских вод

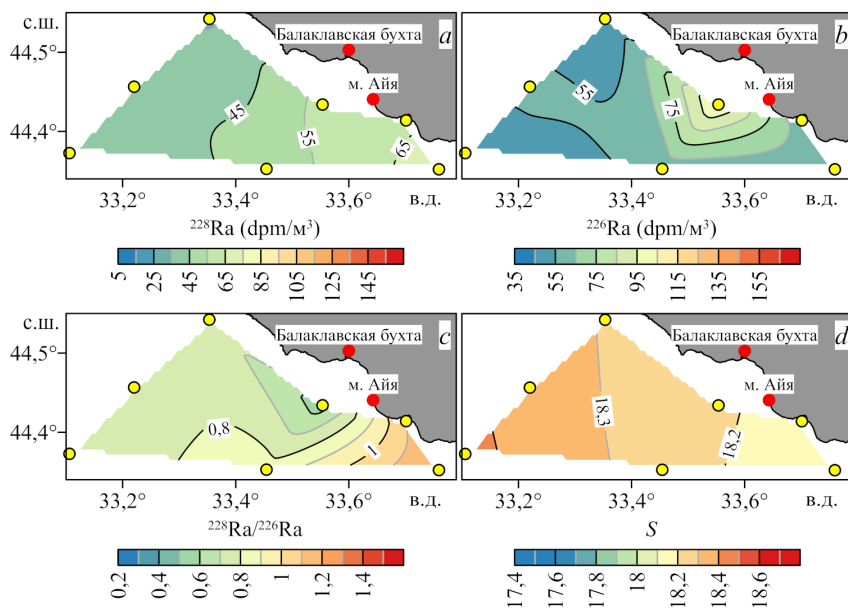
⊛ the area where river and sea waters mix



Р и с. 1. Концентрации ^{228}Ra (a), ^{226}Ra (b) и их отношение (c) в поверхностном слое вод Черного моря (точками показано расположение станций отбора проб, их цвет соответствует номеру рейса НИС «Профессор Водяницкий»; красными прямоугольниками выделены рассматриваемые области, красные цифры соответствуют их порядковому номеру)

Fig. 1. Concentrations of ^{228}Ra (a) and ^{226}Ra (b) and their ratio (c) in the Black Sea surface layer (dots show the sampling station locations, their color corresponds to the cruise number of the R/V *Professor Vodyanitsky*; red rectangles indicate the areas under study, red numerals correspond to the ordinal number of these areas)

Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra на шельфе Черного моря в районе Балаклавы (Севастополь). Этот район соответствует области 1 на рис. 1. Полученные поля пространственной изменчивости концентрации радионуклидов показаны на рис. 2.



Р и с. 2. Концентрации ^{228}Ra (a) и ^{226}Ra (b), их отношение (c) и соленость (d) в поверхностном слое вод Черного моря по данным 106-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» (желтыми точками показано расположение станций отбора проб, красными – положение географических объектов)

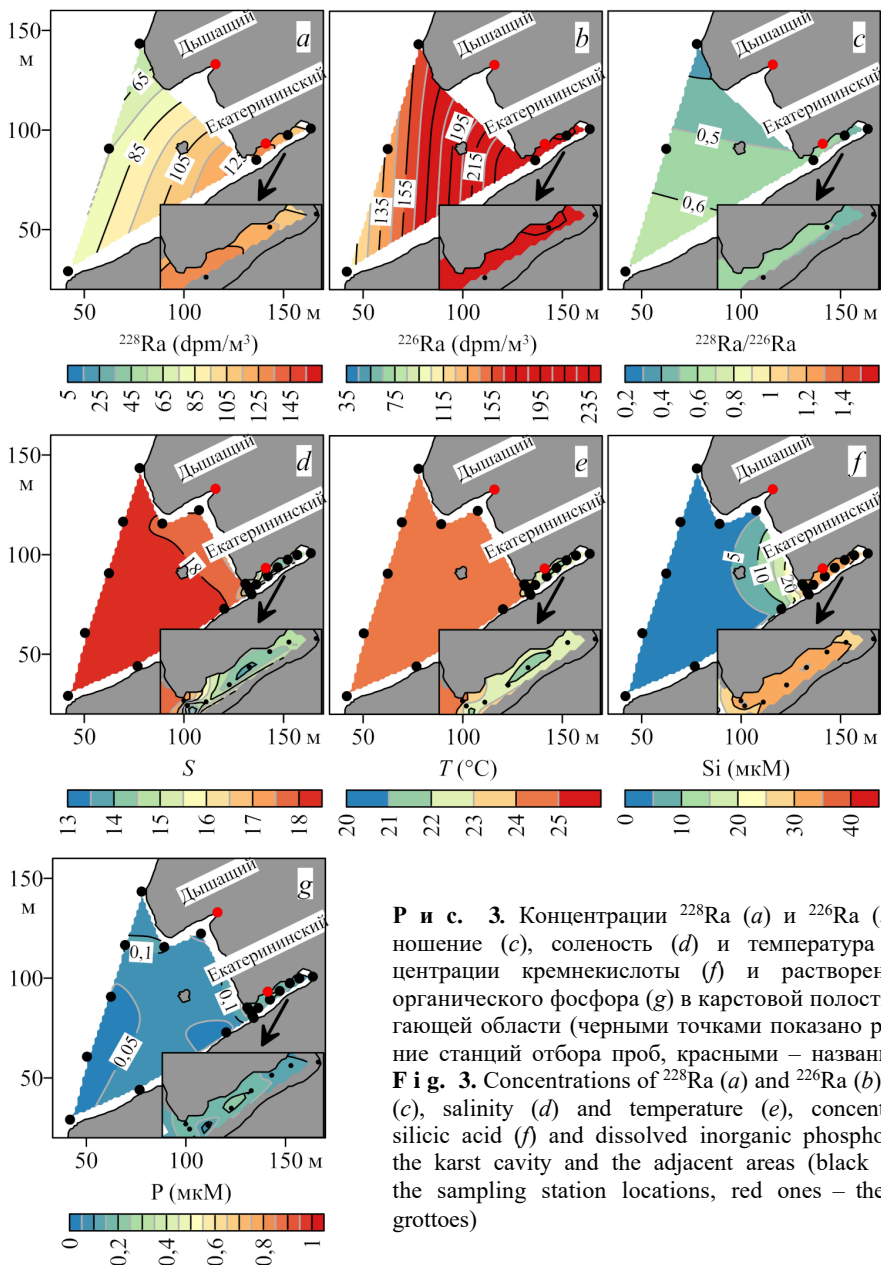
Fig. 2. Concentrations of ^{228}Ra (a) and ^{226}Ra (b), their ratio (c) and salinity (d) in the Black Sea surface layer based on the data of the 106th cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky* (yellow dots show the sampling station locations, red ones – the geographic object positions)

Отмечается тенденция к плавному уменьшению содержания ^{228}Ra с юго-запада ($70,9 \text{ dpm/m}^3$) на северо-восток ($33,5 \text{ dpm/m}^3$) рассматриваемой области (рис. 2, a). Примечательно, что в поле солености отмечается обратная тенденция (рис. 2, d). Результаты корреляционного анализа указывают на наличие сильной взаимосвязи между этими параметрами ($r = -0,90$, $p < 0,01$). На станции, наиболее близко расположенной к выходу из Балаклавской бухты (рис. 2, b), наблюдается максимум концентрации ^{226}Ra ($106,6 \text{ dpm/m}^3$), что в 2,4 раза превышает значение концентрации этого радионуклида на «фоновой» станции ($44,8 \text{ dpm/m}^3$). За «фоновую» мы приняли станцию, наиболее удаленную от берега. В данном случае это крайняя левая станция на рис. 2, b. Согласно литературным данным, на выходе из Балаклавской бухты имеет место выброс канализационных вод в открытое море, превышающий 3 млн. $\text{m}^3/\text{год}$ [42], а также источник субмаринной разгрузки³. Возможно, эти источники обуславливают повышенное содержание ^{226}Ra . Для подтверждения или опровержения этого предположения необходимо получить данные о содержании изотопов радия в этих источниках. Отметим, что влияние предполагаемых источников не проявляется в поле концентрации ^{228}Ra . Отношение концентраций радионуклидов (рис. 2, c) было минимальным в точке с максимальной концентрацией ^{226}Ra (0,55, рис. 2, b) и максимальным в восточной части области (1,21). Результаты корреляционного

³ Кондратьев С. Субмаринные воды Крыма // Коммерсантъ. Наука. 2020. 19 ноября. № 33. С. 28. URL: <https://www.kommersant.ru/doc/4566221> (дата обращения: 20.05.2023).

анализа свидетельствуют об отсутствии взаимосвязи между пространственной изменчивостью концентраций ^{228}Ra и ^{226}Ra ($r = 0,45$, $p = 0,31$).

Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra у м. Айя. Мыс расположен в области 1, его положение отмечено стрелкой на рис. 1 и маркером на рис. 2. Этот район (рис. 3) интересен тем, что, согласно опубликованным данным [43, 44], в Екатерининском гроте (карстовая полость, открытая к морю с одной стороны, под скальным обрывом у м. Айя) расположен крупный субмаринный источник с расходом 4100–13900 м³/день.



Р и с. 3. Концентрации ^{228}Ra (a) и ^{226}Ra (b), их отношение (c), соленость (d) и температура (e), концентрации кремнекислоты (f) и растворенного неорганического фосфора (g) в карстовой полости и прилегающей области (черными точками показано расположение станций отбора проб, красными – название гротов)

Fig. 3. Concentrations of ^{228}Ra (a) and ^{226}Ra (b), their ratio (c), salinity (d) and temperature (e), concentrations of silicic acid (f) and dissolved inorganic phosphorus (g) in the karst cavity and the adjacent areas (black dots show the sampling station locations, red ones – the names of grottoes)

Повышенные значения концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra отмечались в гроте и изменялись в интервалах 102,7–135,9 dpm/m^3 (среднее 118,9 dpm/m^3) и 227,7–270,1 dpm/m^3 (среднее 247,9 dpm/m^3) соответственно (рис. 3, *a, b*). Помимо высоких концентраций радионуклидов в гроте также наблюдаются минимальные значения солености и температуры (13,04 и 21,39°C соответственно) и максимальные значения концентрации биогенных элементов (37,80 и 0,23 мкМ для кремниевой кислоты и растворенного неорганического фосфора соответственно) (рис. 3, *d – g*). Данные о вертикальном распределении солености (не показано на рисунке) указывают на то, что более легкие распресненные воды распространяются узким слоем толщиной ~ 0,5 м. Данные о пространственной изменчивости концентрации биогенных элементов и солености свидетельствуют о наличии в гроте двух точек выхода подземных вод, что согласуется с результатами работ [30, 45, 46].

На удалении от грота на расстоянии ~ 100 м концентрация ^{228}Ra уменьшалась в 1,6–2,2 раза до 53,5 dpm/m^3 , концентрация ^{226}Ra – в 1,6–2,3 раза до 107,3 dpm/m^3 , концентрация кремниевой кислоты и растворенного неорганического фосфора – в 5,4–36,9 раза до 0,80 мкМ и в 1,5–16 раз до < 0,01 мкМ соответственно, а температура и соленость увеличивались в 1,7 раза до 24,76°C и в 1,2 раза до 18,13 соответственно. Результаты корреляционного анализа указывают на наличие сильной взаимосвязи между изменчивостью концентраций ^{228}Ra и ^{226}Ra ($r = 0,85$, $p = 0,03$), а также между изменчивостью концентраций ^{228}Ra , ^{226}Ra и солености с коэффициентами корреляции $-0,89$ ($p = 0,01$) и $-0,93$ ($p < 0,01$). Таким образом, наблюдается уменьшение концентрации обоих изотопов по мере разбавления пресной воды морской.

Максимальное значение отношения концентраций $^{228}\text{Ra} / ^{226}\text{Ra}$ наблюдалось в юго-западной части полигона (0,71), минимальное – в его северной точке (0,34). Среднее значение отношения концентраций в гроте составляло $0,48 \pm 0,05$. Наблюдаемое минимальное значение отношения концентраций радионуклидов в северной части может быть обусловлено смешением вод Екатерининского грота с водами Дышащего грота, расположенного севернее (рис. 3), поскольку при маловетрии распространение вод из «Екатерининского грота в северном направлении доминирует»⁴. В пользу этого предположения также свидетельствуют данные о пространственной изменчивости солености – «язык» пониженных значений солености севернее Екатерининского грота (рис. 3, *d*). Результаты корреляционного анализа указывают на отсутствие взаимосвязи между пространственной изменчивостью отношения концентраций и солености ($r = 0,21$, $p = 0,68$).

Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в районе Южного берега Крыма (ЮБК). Этот район соответствует области 3 на рис. 1. Согласно данным 121-го рейса, здесь наблюдался участок пониженного содержания ^{228}Ra и повышенного содержания ^{226}Ra , значения концентрации радионуклидов составляли 17,2–24,1 и 73,2–135,7 dpm/m^3 соответственно (рис. 4, *a, b*). На периферии этой области концентрация ^{228}Ra увеличивалась до 67,5 dpm/m^3 , а концентрация ^{226}Ra уменьшалась

⁴ Субмаринная разгрузка подземных вод в районе м. Айя. Методика исследований. Особенности поверхностного течения и проявления субмаринных вод в поле гидролого-оптических характеристик (по данным экспериментальных исследований 2013 г): отчет о НИР (заключ.) / МГИ НАНУ: рук. Иванов В. А.; исполн.: Совга Е. Е. [и др.]. Севастополь, 2013. 320 с. Инв. № 5437.

до $57,4 \text{ дпм/м}^3$. Результаты корреляционного анализа указывают на отсутствие взаимосвязи между пространственной изменчивостью этих радионуклидов ($r = -0,46$, $p = 0,11$). Минимальное отношение $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ (0,13) наблюдалось на станции, наиболее близко расположенной к г. Алушта (рис. 4, *c*). В южной части рассматриваемой области оно увеличивалось до 1,06. Не приводя карты, отметим, что в рассматриваемой области пространственная изменчивость солености была незначительной (в среднем 18,55) при значении стандартного отклонения 0,03. По этой причине статистически достоверная на уровне значимости 95% корреляционная связь концентраций ^{228}Ra , ^{226}Ra и их отношения с соленостью отсутствовала.

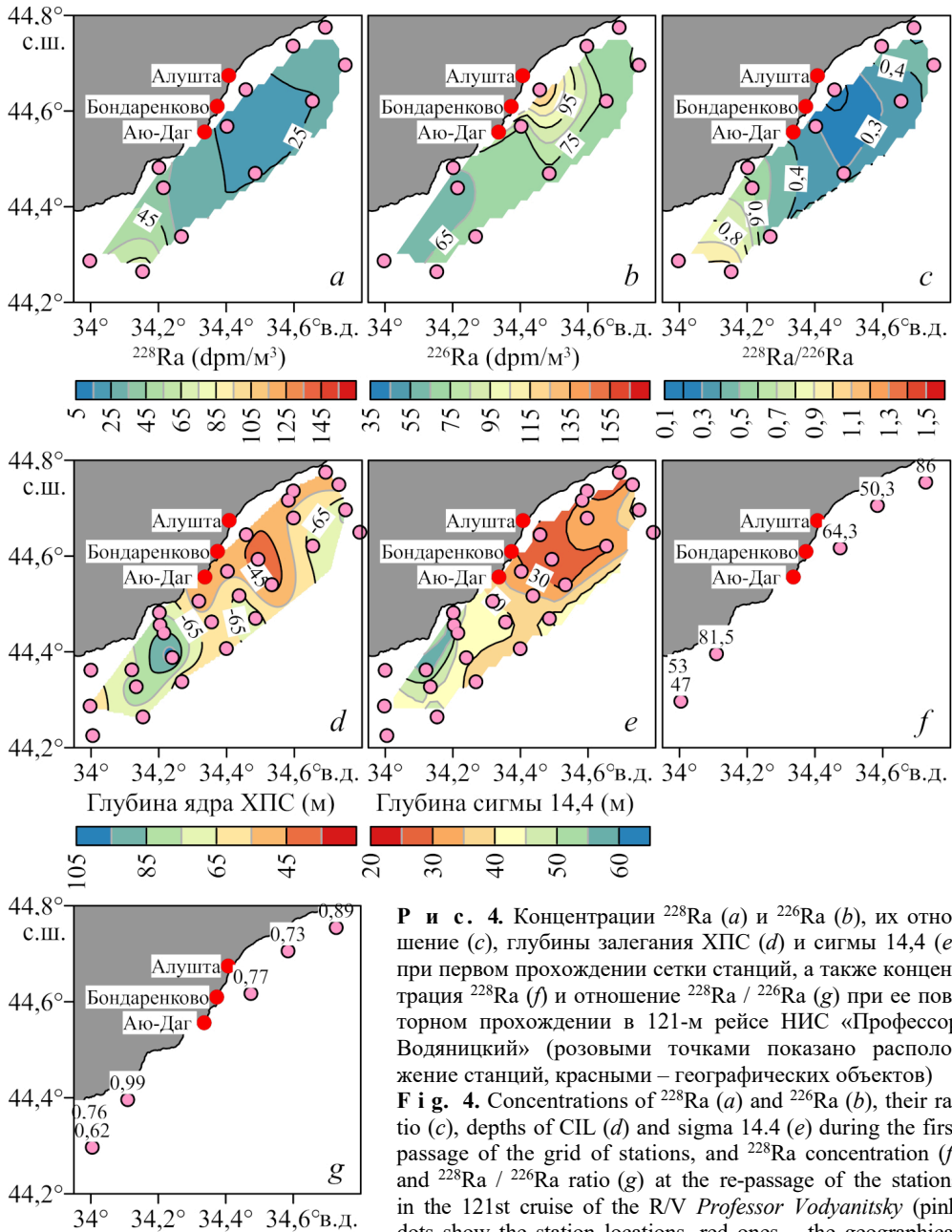
На наш взгляд, такую пространственную изменчивость концентраций ^{228}Ra и ^{226}Ra можно объяснить одним из двух факторов: подъемом глубинных вод циклоном или совместным влиянием циклона и субмаринных источников.

Согласно данным работы [47], в этом районе могут наблюдаться циклонические и антициклонические вихри. Косвенно в пользу того, что такие структуры действительно наблюдались, свидетельствуют, к примеру, данные о глубинах залегания ядра холодного промежуточного слоя (ХПС) и изопикны 14,4 отн. ед. в 121-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». Анализируемая изопикна выбиралась исходя из ее максимального значения, наблюдаемого на самой мелководной станции. На рис. 4, *d*, *e* показано, что глубина изменяется в диапазонах 38–103 и 26–58 м для положения ХПС и изопикны 14,4 отн. ед. соответственно. В рассматриваемой области наблюдаются минимальные глубины залегания. Поскольку имело место уменьшение содержания ^{228}Ra и рост концентрации ^{226}Ra , можно предположить, что это является проявлением влияния циклона, который находится в исследованном районе и поднимает воду из более глубоких слоев на поверхность. В целом с ростом глубины концентрация ^{228}Ra уменьшается, а концентрация ^{226}Ra увеличивается вследствие разности периодов полураспада [1]. Данные о вертикальном распределении концентраций этих радионуклидов, которые могли бы подтвердить или опровергнуть указанную или следующую гипотезу, отсутствуют.

В качестве второй гипотезы рассматривается перенос субмаринных вод в исследуемой области проходящим циклоном. Так, по данным [48, 49], в районе ЮБК предполагается действие двух субмаринных источников трещинно-жильного происхождения: на южной части горы Аю-Даг и у пос Бондаренково. В работе [48] сообщается, что субмаринная разгрузка подруслового стока находится на удалении от берега у Алушты. Восточнее нее расположена площадная разгрузка трещинно-карстовых вод [48]. Данные о содержании изотопов радия и их отношении в этих источниках отсутствуют. Не приводя карт, отметим, что пространственная изменчивость солености и температуры в области пониженной концентрации ^{228}Ra по сравнению с соседними станциями не позволяет подтвердить наличие субмаринного источника на указанных станциях.

Спустя 10 дней на обратном пути в Севастополь в рассматриваемой области с пониженным содержанием ^{228}Ra было отобрано две пробы морской воды (рис. 4, *f*, *g*). Содержание радионуклида в них составило 64,3 и 50,3 дпм/м^3 , что соответствует значениям активности, наблюдаемым в юго-западной части

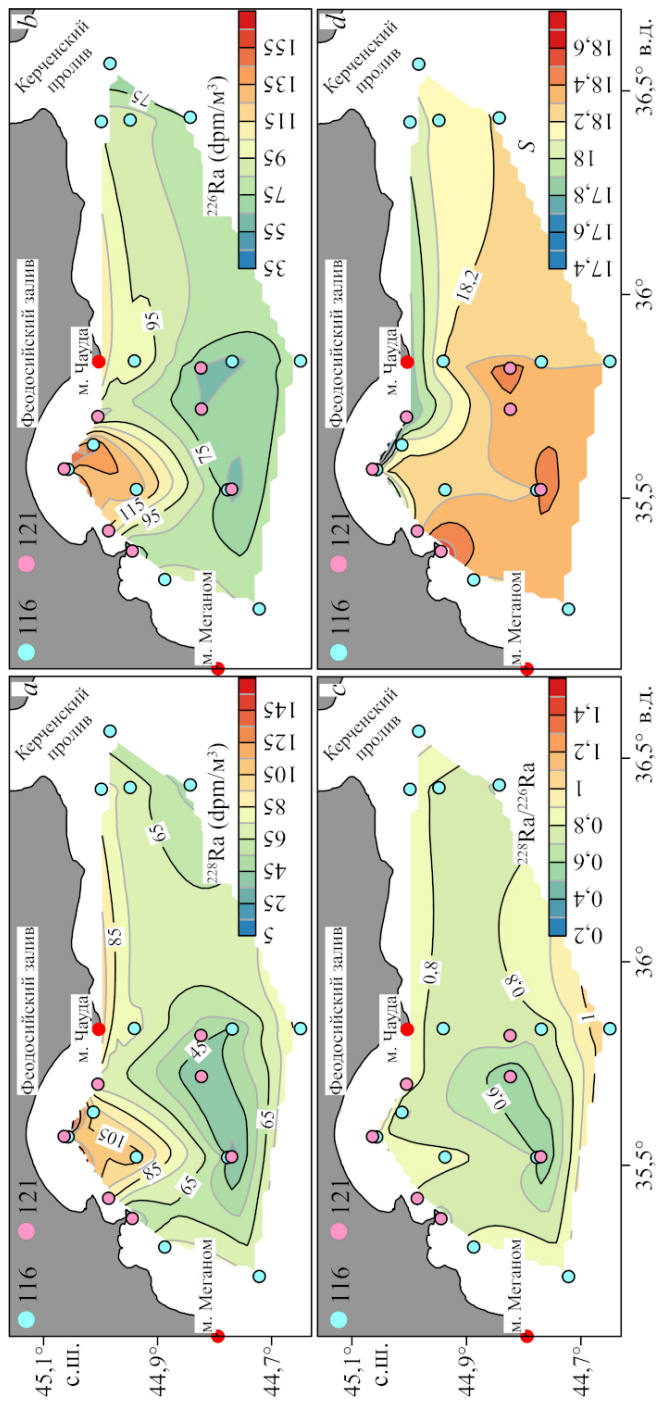
этой области ранее. Отношение активности $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ на этих двух станциях увеличилось до 0,77, что также близко к значениям, наблюдаемым ранее в юго-западной части полигона. В целом же, если сравнивать со значениями концентрации ^{228}Ra и отношением $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ на ближайшей северо-восточной и юго-западной станциях, то они остаются относительно пониженными.



Распределение ^{226}Ra и ^{228}Ra в водах Черного моря в районе восточной части Крыма. Азовоморские воды характеризуются пониженной на 6,50–7,50 соленостью по сравнению с черноморскими водами [50]. Проникая через Керченский пролив, они могут распространяться в западном и восточном направлениях в зависимости от ветровых условий [50]. В западном направлении они переносятся вдоль берега относительно узкой струей шириной 1–10 км и достигают м. Чауда или м. Меганом, где происходит их отрыв от берега. Далее ширина струи может увеличиваться до 30 км или разваливаться на отдельные пятна. В отдельных случаях распространение азовоморских вод может отслеживаться до м. Херсонес (Севастополь).

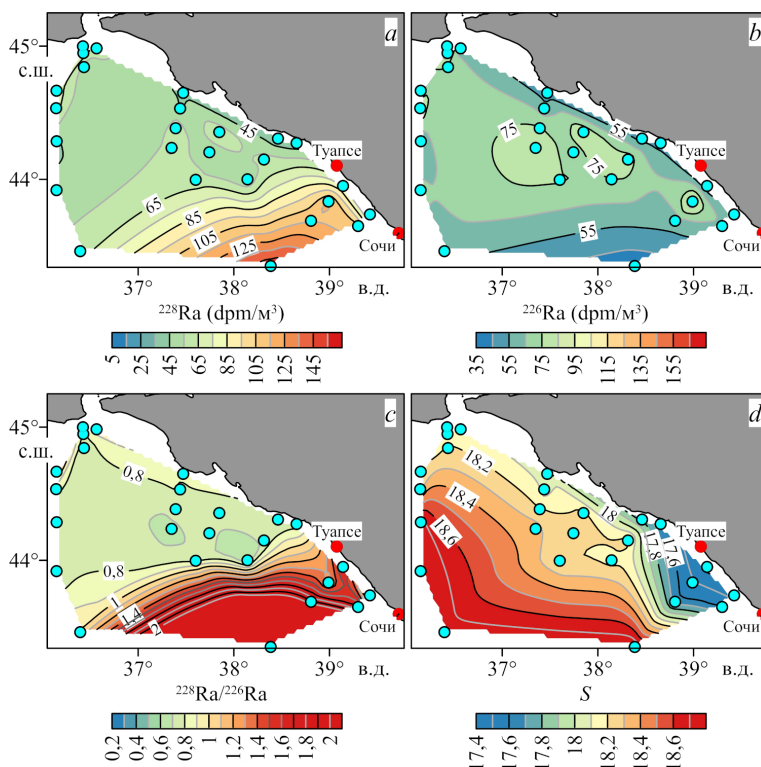
Большинство проб морской воды в районе от м. Чауда до Керченского пролива были отобраны в ходе 116-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» (рис. 5). На двух станциях, наиболее близко расположенных к Керченскому проливу, наблюдаются повышенные концентрации ^{228}Ra (57,7–78,2 dpm/m³) и ^{226}Ra (60,2–93,1 dpm/m³). На станции, расположенной мористее, концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra снижаются до 50,3 и 73,6 dpm/m³ соответственно. От пролива в сторону Феодосийского залива прослеживается полоса повышенных значений концентрации этих радионуклидов. Вероятнее всего, ее появление обусловлено именно распространением азовоморских вод. В пользу этого также свидетельствуют данные о пространственной изменчивости солености (рис. 5, *d*) и значения отношения концентраций этих радионуклидов (рис. 5, *c*).

Как отмечалось выше, в Феодосийский залив могут попадать воды азовоморского происхождения, которые характеризуются пониженной соленостью и повышенным содержанием обоих изотопов. На станциях, расположенных в самом заливе и около него, концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra достигают 172,3 и 169,8 dpm/m³ соответственно (рис. 5, *a*), что в 2,2–2,8 раза выше, чем вблизи Керченского пролива. Принимая во внимание пространственное распределение абсолютных значений солености и отношений концентраций радия (17,40–18,20 и 0,67–1,01), можно предположить, что источником повышенных значений концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra в заливе являются азовоморские воды. В противном случае следовало бы ожидать изменение отношения концентрации этих радионуклидов. Вероятнее всего, пониженные значения концентрации радионуклидов на станциях, наиболее близко расположенных к Керченскому проливу, обусловлены тем, что эти станции находятся на расстоянии 8–14 км от берега, что достаточно далеко, учитывая ширину струи азовоморских вод (1–10 км). Скорее всего, эти станции находились на периферии струи. Стоит отметить, что результаты исследования пространственной изменчивости температуры и солености, представленные в доступной литературе³, указывают на наличие субмаринного источника, расположенного на дне залива (~ 30 м). В то же время из-за ограничений на работы в заливе авторам указанного исследования не удалось выявить точное расположение этого источника. Отметим, что проведенный нами анализ данных о вертикальном распределении температуры и солености (не показано на рис. 5) не позволил подтвердить существование такого источника.



Р и с. 5. Концентрации ^{228}Ra (a) и ^{226}Ra (b), их отношение (c) и соленость (d) (розовыми и сине-зелеными точками показано расположение станций в двух рейсах, красными – положение географических объектов)
Fig. 5. Concentrations of ^{228}Ra (a) and ^{226}Ra (b), their ratio (c) and salinity (d) (pink and cyan dots show the station locations in two cruises, red ones – the geographical object positions)

Распределение ^{226}Ra и ^{228}Ra в восточной части Черного моря. Этот район соответствует области 5 на рис. 1. Его отличает от рассматриваемых выше является наличие рек, впадающих в море. Данные о пространственной изменчивости полей концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra приведены на рис. 6.



Р и с. 6. Концентрации ^{228}Ra (a) и ^{226}Ra (b), их отношение (c) и соленость (d) (синие-зелеными точками показано расположение станций в 116-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», красными точками – положение географических объектов)

F i g. 6 Concentrations of ^{228}Ra (a) and ^{226}Ra (b), their ratio (c) and salinity (d) (cyan dots show the station locations in the 116th cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky*, red ones – the geographical object positions)

Содержание ^{228}Ra и ^{226}Ra изменялось по пространству в диапазонах 37,9–153,0 и 37,9–95,5 dpm/m³ соответственно (рис. 6, a, b), значение отношения их концентраций находилось в интервале 0,59–4,03 (рис. 6, c). Примечательно, что, несмотря на различия в исходном содержании радионуклидов у восточного побережья Черного моря, во всех случаях наблюдался рост их концентрации на разрезе от прибрежной станции к последующей. Повышенные концентрации ^{228}Ra и высокие значения отношения $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ наблюдаются в восточной части рассматриваемой области между городами Сочи и Туапсе. Вероятнее всего, это обусловлено влиянием речного стока. Так, на ближайшей к берегу станции, расположенной на удалении ~ 10 км от него, соленость составляла 17,40 (рис. 6, d), концентрация ^{228}Ra – 75,8 dpm/m³, отношение концентраций – 1,62. По мере удаления от берега соленость увеличивалась до 18,80, кон-

центрация ^{228}Ra – до $153,0 \text{ dpm/m}^3$, отношение концентраций – до 4,03. Вероятнее всего, такая пространственная изменчивость концентраций изотопов связана с десорбцией радионуклидов со взвешенного вещества, попадающего в морскую среду с речными водами. Так, активность радия на взвеси может быть в разы больше, чем в растворенной форме в речной воде [51]. При смешении речной воды с морской, с одной стороны, интенсифицируется процесс коагуляции взвеси с ее последующей седиментацией в донные отложения, с другой – начинается десорбция изотопов радия с нее. Аналогичные результаты были получены в работах [19, 52], в которых анализировалась изменчивость содержания ^{228}Ra и ^{226}Ra по мере отдаления от эстуария рек. Наблюдаемый в настоящем исследовании рост значения отношения концентраций может быть обусловлен различием в содержании изотопов радия на взвеси, а также скоростью десорбции этих радионуклидов со взвеси (поскольку скорость их сорбции также отличается [23, 31]).

Выводы

В работе представлены натурные данные о пространственной изменчивости концентраций ^{228}Ra и ^{226}Ra и их отношение в поверхностном слое вод Черного моря. Так, содержание радионуклидов изменялось по пространству в широком интервале $17,2\text{--}172,2 \text{ dpm/m}^3$ для ^{228}Ra и $38,0\text{--}270,1 \text{ dpm/m}^3$ для ^{226}Ra . Отношение активности ^{228}Ra к ^{226}Ra составляло $0,13\text{--}4,03$. В пространственной изменчивости концентрации ^{228}Ra отмечается тенденция к уменьшению от глубоководной части моря к шельфу. Поле концентрации ^{226}Ra , с одной стороны, более однородно по сравнению с ^{228}Ra , вследствие чего пространственная изменчивость отношения $^{228}\text{Ra} / ^{226}\text{Ra}$ в целом подобна пространственной изменчивости концентрации ^{228}Ra . С другой стороны, поле концентрации имеет более сложный характер: относительно повышенные и пониженные концентрации ^{226}Ra отмечались как в прибрежной, так и в глубоководной части моря.

Проанализировано влияние источников поступления пресных (субмаринная разгрузка, речной сток) или распресненных (поступление из Азовского моря) вод на распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra . Показано, что в исследуемом районе влияние субмаринных источников и, предположительно, канализационных стоков носит локальный характер и проявляется в росте концентрации указанных радионуклидов или одного из них в $1,5\text{--}2,3$ раза. Сделано предположение, что мезомасштабные вихри в районе ЮБК могут оказывать влияние на пространственную изменчивость полей концентрации изотопов радия, приводя к локальному уменьшению или росту их концентрации в $2,3\text{--}2,8$ раза. Показано, что распространение азовоморских вод в акватории Черного моря проявляется в повышении значений концентрации ^{228}Ra и ^{226}Ra . В частности, по данным о соотношении $^{228}\text{Ra} / ^{226}\text{Ra}$ установлено, что увеличенные в $2,3\text{--}2,6$ раза значения концентрации этих радионуклидов в Феодосийском заливе обусловлены распространением азовоморских вод. Показано, что в районах, подверженных влиянию речного стока, наблюдается рост концентрации долгоживу-

щих изотопов радия при отдалении от берега. Такой рост, вероятно, обусловлен десорбцией радионуклидов с частиц взвешенного вещества, поступающего с речной водой. Следует ожидать, что пространственные масштабы, на которых проявляется влияние того или иного источника, пропорциональны его мощности (расходу и концентрации радионуклидов): чем мощность выше, тем на большее расстояние отслеживается влияние источника. Так, к примеру, влияние субмаринной разгрузки у м. Айя отслеживалось по ^{228}Ra примерно в сотне метров от источника, в то время как влияние азовоморских вод – в 80 км от Керченского пролива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rutgers van der Loeff M. M., Geibert W.* Chapter 7 U- and Th-series nuclides as tracers of particle dynamics, scavenging and biogeochemical cycles in the oceans // U-Th series nuclides in aquatic systems / Eds. S. Krishnaswami, J. K. Cochran (eds.). Elsevier, 2008. P. 227–268. (Radioactivity in the Environment ; vol. 13). [https://doi.org/10.1016/S1569-4860\(07\)00007-1](https://doi.org/10.1016/S1569-4860(07)00007-1)
2. *Broecker W. S., Goddard J., Sarmiento J. L.* The distribution of ^{226}Ra in the Atlantic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. 1976. Vol. 32, iss. 2. P. 220–235. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(76\)90063-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(76)90063-7)
3. Trace element geochemistry of groundwater in a karst subterranean estuary (Yucatan Peninsula, Mexico) / M. E. Gonnea [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. Vol. 132. P. 31–49. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.037>
4. Using the radium quartet to quantify submarine groundwater discharge and porewater exchange / V. Rodellas [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. Vol. 196. P. 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.016>
5. *Moore W. S., Sarmiento J. L., Key R. M.* Submarine groundwater discharge revealed by ^{228}Ra distribution in the upper Atlantic Ocean // *Nature Geoscience*. 2008. Vol. 1, iss. 5. P. 309–311. <https://doi.org/10.1038/ngeo183>
6. Radium isotopes and their environmental implications in the Changjiang River system / N. Su [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2015. Vol. 156. P. 155–164. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.12.017>
7. The role of the Ganges-Brahmaputra mixing zone in supplying barium and ^{226}Ra to the Bay of Bengal / J. Carroll [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. Vol. 57, iss. 13. P. 2981–2990. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90287-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90287-7)
8. Submarine groundwater discharge to Great South Bay, NY, estimated using Ra isotopes / A. J. Beck [et al.] // *Marine Chemistry*. 2008. Vol. 109, iss. 3–4. P. 279–291. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.07.011>
9. *Charette M. A., Moore W. S., Burnett W. C.* Chapter 5 Uranium- and thorium-series nuclides as tracers of submarine groundwater discharge // U-Th series nuclides in aquatic systems / Eds. S. Krishnaswami, J. K. Cochran (eds.). Elsevier, 2008. P. 155–191. (Radioactivity in the Environment ; vol. 13). [https://doi.org/10.1016/s1569-4860\(07\)00005-8](https://doi.org/10.1016/s1569-4860(07)00005-8)
10. Radium isotopes as submarine groundwater discharge (SGD) tracers: Review and recommendations / J. Garcia-Orellana [et al.] // *Earth-Science Reviews*. 2021. Vol. 220. 103681. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103681>
11. $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ and $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$ ratios to track barite formation and transport in the water column / P. van Beek [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. Vol. 71, iss. 1. P. 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.041>

12. $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ and $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$ ratios in the Western Mediterranean Sea: Barite formation and transport in the water column / P. van Beek [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. Vol. 73, iss. 16. P. 4720–4737. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.063>
13. Fractionation of ^{226}Ra and Ba in the Upper North Pacific Ocean / P. van Beek [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2022. Vol. 9. 859117. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.859117>
14. Closing the global marine ^{226}Ra budget reveals the biological pump as a dominant removal flux in the upper ocean / B. Xu [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2022. Vol. 49, iss. 12. e2022GL098087. <https://doi.org/10.1029/2022GL098087>
15. *Moore W. S.* Determining coastal mixing rates using radium isotopes // *Continental Shelf Research*. 2000. Vol. 20, iss. 15. P. 1993–2007. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00054-6](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00054-6)
16. *Iyengar M. A. R., Kannan V., Rao K. N.* $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ ratios in coastal waters of Kalpakkam // *Journal of Environmental Radioactivity*. 1989. Vol. 9, iss. 2. P. 163–180. [https://doi.org/10.1016/0265-931X\(89\)90022-2](https://doi.org/10.1016/0265-931X(89)90022-2)
17. Using the radium quartet (^{228}Ra , ^{226}Ra , ^{224}Ra , and ^{223}Ra) to estimate water mixing and radium inputs in Loch Etive, Scotland / Y.-T. Hsieh [et al.] // *Limnology and Oceanography*. 2013. Vol. 58, iss. 3. P. 1089–1102. <https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.3.1089>
18. ^{228}Ra -derived nutrient budgets in the upper equatorial Pacific and the role of “new” silicate in limiting productivity / T.-L. Ku [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 1995. Vol. 42, iss. 2–3. P. 479–497. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00020-Q](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00020-Q)
19. *Plater A. J., Ivanovich M., Dugdale R. E.* ^{226}Ra contents and $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ activity ratios of the Fenland rivers and The Wash, eastern England: spatial and seasonal trends // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 119, iss. 1–4. P. 275–292. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00109-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00109-1)
20. *Moore W. S.* Radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge in Sicily // *Continental Shelf Research*. 2006. Vol. 26, iss. 7. P. 852–861. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.004>
21. *Moore W. S.* Sources and fluxes of submarine groundwater discharge delineated by radium isotopes // *Biogeochemistry*. 2003. Vol. 66, iss. 1–2. P. 75–93. <https://doi.org/10.1023/B:BIOG.0000006065.77764.a0>
22. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods / W. C. Burnett [et al.] // *Science of The Total Environment*. 2006. Vol. 367, iss. 2–3. P. 498–543. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.05.009>
23. Estimating submarine groundwater discharge and associated nutrient inputs into Daya Bay during spring using radium isotopes / J.-Y. Gao [et al.] // *Water Science and Engineering*. 2018. Vol. 11, iss. 2. P. 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.wse.2018.06.002>
24. *Liu J., Liu D., Du J.* Radium-traced nutrient outwelling from the Subei Shoal to the Yellow Sea: Fluxes and environmental implication // *Acta Oceanologica Sinica*. 2022. Vol. 41, iss. 6. P. 12–21. <https://doi.org/10.1007/s13131-021-1930-z>
25. Submarine karstic springs as a source of nutrients and bioactive trace metals for the oligotrophic Northwest Mediterranean Sea / J. Tamborski [et al.] // *Science of The Total Environment*. 2020. Vol. 732. 139106. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139106>
26. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil / L. F. H. Niencheski [et al.] // *Marine Chemistry*. 2007. Vol. 106, iss. 3–4. P. 546–561. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.06.004>
27. Dissolved silica in the subterranean estuary and the impact of submarine groundwater discharge on the global marine silica budget / S. Rahman [et al.] // *Marine Chemistry*. 2019. Vol. 208. P. 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.11.006>
28. Distribution of ^{226}Ra in the Arctic Ocean and the Bering Sea and its hydrologic implications / N. Xing [et al.] // *Science in China Series D: Earth Sciences*. 2003. Vol. 46, iss. 5. P. 516–528. <https://doi.org/10.1360/03yd9045>

29. MnO₂ fiber as a sorbent for radionuclides in oceanographic investigations / I. I. Dovhyi [et al.] // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2020. Vol. 323, iss. 1. P. 539–547. <https://doi.org/10.1007/s10967-019-06940-9>
30. Изучение субмаринной разгрузки подземных вод у мыса Айя: мультитрассерный подход / И. И. Довгий [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 1. С. 57–72. EDN GCGCIH. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-1-57-72>
31. Estimation of ²²⁶Ra and ²²⁸Ra content using various types of sorbents and their distribution in the surface layer of the Black Sea / O. N. Kozlovskaja [et al.] // Materials. 2023. Vol. 16, iss. 5. 1935. <https://doi.org/10.3390/ma16051935>
32. Practical Guidelines for the Analysis of Seawater / Ed. O. Wurl. Boca Raton : CRC Press, 2009. 408 p. <https://doi.org/10.1201/9781420073072>
33. Depletion of barium and radium-226 in Black Sea surface waters over the past thirty years / K. K. Falkner [et al.] // Nature. 1991. Vol. 350. P. 491–494. <https://doi.org/10.1038/350491a0>
34. Moore W. S., Falkner K. K. Cycling of radium and barium in the Black Sea // Journal of Environmental Radioactivity. 1999. Vol. 43, iss. 2. P. 247–254. [https://doi.org/10.1016/s0265-931x\(98\)00095-2](https://doi.org/10.1016/s0265-931x(98)00095-2)
35. Moore W. S., Shaw T. J. Fluxes and behavior of radium isotopes, barium, and uranium in seven Southeastern US rivers and estuaries // Marine Chemistry. 2008. Vol. 108, iss. 3–4. P. 236–254. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.03.004>
36. ²²⁸Ra as a tracer for shelf water in the Arctic ocean / M. M. Rutgers Van Der Loeff [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 1995. Vol. 42, iss. 6. P. 1533–1553. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00053-4](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00053-4)
37. Moore W. S., Feely H. W., Li Y.-H. Radium isotopes in sub-Arctic waters // Earth and Planetary Science Letters. 1980. Vol. 49, iss. 2. P. 329–340. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90076-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90076-x)
38. Significance of submarine groundwater discharge in nutrient budgets in tropical Sanya Bay, China / G. Wang [et al.] // Sustainability. 2018. Vol. 10, iss. 2. 380. <https://doi.org/10.3390/su10020380>
39. Moore W. S., Astwood H., Lindstrom C. Radium isotopes in coastal waters on the Amazon shelf // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59, iss. 20. P. 4285–4298. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00242-r](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00242-r)
40. ²²⁶Ra and ²²⁸Ra in Croatian rivers / T. Bituh [et al.] // Collegium Antropologicum. 2008. Vol. 32, Suppl. 2. P. 105–108.
41. ²²⁸Ra and ²²⁶Ra in the Kara and Laptev seas / M. Rutgers van der Loeff [et al.] // Continental Shelf Research. 2003. Vol. 23, iss. 1. P. 113–124. [https://doi.org/10.1016/s0278-4343\(02\)00169-3](https://doi.org/10.1016/s0278-4343(02)00169-3)
42. Факторы формирования и отличительные особенности физико-химических характеристик донных отложений Балаклавской бухты (Черное море) / К. И. Гуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 4. С. 51–58.
43. Кондратьев С. И., Прусов А. В., Юровский Ю. Г. Наблюдения субмаринной разгрузки подземных вод (Южный берег Крыма) // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 1. С. 32–45.
44. Юровский Ю. Г. Оценка величины субмаринной разгрузки карстовых вод в районе мыса Айя // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 3. С. 78–80.
45. Гидрохимические и гидрологические характеристики одного из источников субмаринной разгрузки пресных вод у мыса Айя / С. И. Кондратьев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 1997. № 3. С. 66–73.

46. Субмаринные источники пресных вод в районе мыс Фиолент – мыс Сарыч / С. И. Кондратьев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 3. С. 57–69.
47. Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high-resolution satellite optical measurements / A. Aleskerova [et al.] // Ocean Dynamics. 2021. Vol. 71, iss. 6–7. P. 655–677. <https://doi.org/10.1007/s10236-021-01458-9>
48. Пасынков А. А., Вахрушев Б. А. Субмаринные источники пресных вод юго-восточного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. 2017. Т. 3 (69), № 3. Ч. 2. С. 250–263.
49. Каюкова Е. П., Юровский Ю. Г. Водные ресурсы Крыма // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2016. № 1. С. 25–32. EDN VSNYMV. URL: <https://www.researchgate.net/project/Kaukova-EP-Urovskij-UG-Vodnye-resursy-Kryma-Geoekologia-Inzenerna-geologia-Gidrogeologia-Geokriologia-2016-No1-S-25-32> (дата обращения: 14.11.2023).
50. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / А. А. Алескерова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 53–64. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-53-64>
51. Геохимический баланс радиоактивных элементов в бассейнах Черного и Азовского морей. III. Баланс радия / В. М. Дрожжин [и др.] // Радиохимия. 1973. Т. 15, вып. 3. С. 415–421.
52. Distribution and flux of ^{226}Ra and ^{228}Ra in the Amazon River estuary / R. M. Key [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1985. Vol. 90, iss. C4. P. 6995–7004. <https://doi.org/10.1029/JC090iC04p06995>

Об авторах:

Козловская Ольга Николаевна, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2); младший научный сотрудник, научно-исследовательская лаборатория «Радиоэкология и морская радиохимия», ФГАОУ ВО СевГУ (299053, Россия, г. Севастополь, ул. Университетская, д. 33), **SPIN-код: 5386-4791**, o.n.kozlovska@gmail.com

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**, d.kremenchutskii@mhi-ras.ru


Шибетская Юлия Геннадьевна, старший инженер-исследователь, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7765-8638**, iuliia.shibetskaia@gmail.com

Разина Виктория Алексеевна, инженер, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 6754-8468**, razina.v@mail.ru

Бежин Николай Алексеевич, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2); доцент, кафедра химии и химической технологии, ФГАОУ ВО СевГУ (299053, Россия, г. Севастополь, ул. Университетская, д. 33), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1670-4251**, nick-bezhin@yandex.ru

Синоптическая изменчивость температуры воды у берегов Крыма летом 2022 года по данным контактных и спутниковых измерений

Ю. В. Артамонов , Е. А. Скрипалева, А. В. Федирко, Н. В. Никольский

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 artam-ant@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.06.2023; одобрена после рецензирования 01.09.2023; принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Цель данной работы – уточнить особенности изменения температуры на поверхности Черного моря у берегов Крыма летом 2022 г. на синоптическом масштабе по данным контактных и спутниковых измерений температуры воды и приводного ветра.

Методы и результаты. Использовались данные гидрологических измерений, выполненных в ходе 122-го (7–23 июня 2022 г.) и 123-го (16–31 августа 2022 г.) рейсов НИС «Профессор Водяницкий» в северной части Черного моря. Температура воды измерялась с помощью CTD-комплекса *IDRONAUT OCEAN SEVEN 320 PlusM*, скорость и направление ветра – с помощью судовой метеостанции *AIRMAR-220WX*. Также использовались среднесуточные данные спутниковых измерений температуры поверхности моря из массива *Black Sea High Resolution and Ultra High Resolution Sea Surface Temperature Analysis* с пространственным разрешением $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ и скорости ветра из массива *Global Ocean Hourly Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model* с пространственным разрешением $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ службы мониторинга морской среды *Copernicus*. По данным контактных и спутниковых измерений рассчитывались статистические характеристики распределений температуры воды и скорости ветра. Показано, что отличия в распределениях температуры по данным двух этапов съемок в указанных рейсах были обусловлены особенностями сезонного цикла температуры и синоптическими вариациями приводного ветра. Выявлена значимая обратная корреляция между модулем скорости ветра и температурой, максимальный уровень которой наблюдался в западной части полигона примерно между м. Айя и м. Сарыч.

Выводы. Показано, что летом 2022 г. наибольшие значения синоптических аномалий температуры на поверхности моря по контактным и спутниковым измерениям наблюдались в районах расширения прибрежного шельфа – в Феодосийском заливе и между м. Сарыч и м. Аю-Даг. Синоптические изменения температуры были обусловлены преимущественно изменением скорости локального ветра.

Ключевые слова: побережье Крыма, Феодосийский залив, синоптическая изменчивость, температура поверхности моря, поле ветра

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0004 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования». Авторы выражают глубокую благодарность В. В. Давыдову, А. В. Гармашову, С. А. Шутову, Д. В. Дерюшкину, Р. О. Шаповалову, С. В. Щербаченко, А. Г. Кушнеру за проведение гидрологических и метеорологических измерений в ходе 122-го и 123-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий».

© Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В., Никольский Н. В., 2023


Для цитирования: Синоптическая изменчивость температуры воды у берегов Крыма летом 2022 года по данным контактных и спутниковых измерений / Ю. В. Артамонов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 851–866. EDN WWPBEI.

Original article

Synoptic Variability of Water Temperature off the Crimea Coast in Summer 2022 Based on the Contact and Satellite Data

Yu. V. Artamonov , E. A. Skripaleva, A. V. Fedirko, N. V. Nikolsky

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

 artam-ant@yandex.ru

Abstract

Purpose. The aim of the study is to specify the features in changes of the Black Sea surface water temperature off the Crimea coast on a synoptic scale in summer 2022 based on the contact and satellite measurements of water temperature and surface wind.

Methods and Results. The data of hydrological measurements carried out during the 122nd (June 7–23, 2022) and 123rd (August 16–31, 2022) cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky* in the northern part of the Black Sea were used. Sea water temperature was measured by the CTD complex *IDRONAUT OCEAN SEVEN 320 PlusM*, and the wind speed and direction – by the *AIRMAR-220WX* ship meteorological station. The study also included the daily averaged satellite-derived data on sea surface temperature taken from the *Black Sea – High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed* with the $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ spatial resolution, as well as the data on wind speed taken from the *Global Ocean Hourly Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model* with the $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ spatial resolution (*Copernicus Marine Environment Monitoring Service*). Based on the contact and satellite measurements, statistical characteristics of the water temperature and wind speed distributions were calculated. It was shown that the differences in temperature distributions revealed from the data of the two-stage surveys in the above-mentioned cruises had been conditioned by the features of a temperature seasonal cycle and by the synoptic variations of surface wind. A significant inverse correlation was found between the wind speed modulus and the temperature, the maximum level of which was observed in the western part of the survey area, approximately between the Cape Aiya and the Cape Sarych.

Conclusions. It is shown that based on the contact and satellite measurement, in summer 2022, the values of synoptic temperature anomalies on the sea surface were the highest in the area of noticeable coastal shelf expansion, i. e., in the Feodosiya Bay and between the Sarych and Ayu-Dag capes. The temperature synoptic changes were conditioned mainly by the variations in the local wind speed.

Keywords: Crimea coast, Feodosiya Bay, synoptic variability, sea surface temperature, wind field

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2021-0004 “Fundamental studies of oceanological processes that determine the state and evolution of marine environment under the influence of natural and anthropogenic factors, based on the methods of observation and modeling”. The authors are deeply grateful to V. V. Davydov, A. V. Garmashov, S. A. Shutov, D. V. Deryushkin, R. O. Shapovalov, S. V. Shcherbachenko, A. G. Kushner for performing hydrological and meteorological measurements during the 122nd and 123rd cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky*.

For citation: Artamonov, Yu.V., Skripaleva, E.A., Fedirko, A.V. and Nikolsky, N.V. 2023. Synoptic Variability of Water Temperature off the Crimea Coast in Summer 2022 Based on the Contact and Satellite Data. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 811-825.

Введение

В многочисленных исследованиях синоптической изменчивости в Черном море в основном анализируются изменения характеристик, положения

и количества антициклонических и циклонических вихрей, формирующихся в зоне Основного Черноморского течения (ОЧТ) и играющих важную роль в водообмене между глубоководной частью моря и прибрежным шельфом^{1, 2} [1–17]. Обработка данных инструментальных измерений течений и дистанционного зондирования поверхности моря [2–5, 7–12], а также результаты математического моделирования [13–17] показывают, что синоптические вихри характеризуются высокой пространственно-временной изменчивостью. Согласно альтиметрическим данным и модельным расчетам [6, 9–11, 16, 17], вихреобразование более активно в весенне-летний сезон, когда ослабевает ОЧТ, при этом увеличивается количество антициклонических вихрей в прибрежной зоне. По данным инструментальных измерений течений и гидрологических съемок, выполненных в ходе трех экспедиций на НИС «Профессор Водяницкий» в течение 2018 г. (09–30.06, 28.08–20.09 и 18.11–10.12), показано, что меандрирование ОЧТ ослабевало от лета к концу осени – началу зимы, что влияло на количество и местоположение синоптических круговоротов. Максимальное количество вихрей наблюдалось летом, минимальное – в осенне-зимний период [8].

Анализ данных спутниковой альтиметрии и гидрологических измерений за 1992–2015 гг. показал, что термохалинные аномалии в вихрях обоих знаков, характеризующие синоптическую изменчивость, максимальны летом и ослабевают зимой [10]. Согласно [6], уровень синоптической изменчивости температуры в прибрежной зоне выше, чем в открытой части моря, при этом наблюдается его увеличение от зимы к лету. В то же время, по результатам численного моделирования, синоптическая изменчивость гидрофизических полей наиболее выражена тогда, когда интенсифицируется ОЧТ, т. е. в зимне-весенний период [15]. Помимо влияния синоптических вихревых образований синоптическая изменчивость термохалинных полей может быть связана с локальными метеоусловиями или апвеллингами. Так, анализ экспедиционных наблюдений в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря (в районе г. Геленджик) показал, что в июне – июле 2009 г. наблюдалась интенсивная синоптическая изменчивость температуры поверхности моря (ТПМ) с временным масштабом около нескольких суток/недель с размахом 14°C, обусловленная апвеллингом холодных и соленых подповерхностных вод [18]. По данным многолетних наблюдений 1977–2005 гг., на гидрометеорологических станциях в северо-восточной части Черного моря [19] климатический годовой цикл среднеквадратических значений синоптических аномалий температуры воды характеризуется их минимумами в декабре – феврале и августе и максимумами в июне – июле и сентябре – ноябре. Анализ рядов спутниковых измерений ТПМ из массива *Black Sea High Resolution and Ultra High Resolution Sea Surface Temperature Analysis (BS HR UHR SST Analysis)* за период 1982–2015 гг. с высоким пространственным разрешением

¹ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов [и др.]. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.

² Латуш В. С. Роль антициклонических круговоротов во внутрисезонной эволюции термохалинной структуры и геострофической циркуляции вод // Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море / А. В. Алексеев [и др.] ; под ред. С. П. Левикова. М. : Гидрометеоиздат, 1989. Раздел 2.1. С. 40–49.

0,04° × 0,04° показал, что на северо-западном шельфе Черного моря минимальная изменчивость ТПМ на синоптическом масштабе наблюдается в феврале – марте, максимальная – в мае, при этом максимальный уровень изменчивости прослеживается ближе к берегу [20]. По этим же данным было показано, что климатический годовой цикл уровня синоптической изменчивости ТПМ для всей акватории Черного моря одинаков и характеризуется полугодовой периодичностью с минимумами в феврале – марте и августе и максимумами в мае и октябре. Наибольший вклад синоптической изменчивости в общую дисперсию поля ТПМ выявлен в Керченском проливе и над свалом глубин южнее Керченского п-ова и далее на запад вдоль всего Южного берега Крыма [21]. Вместе с тем пространственная структура поля ТПМ и ее изменчивость на прибрежном мелководье у берегов Крыма на синоптическом масштабе исследованы слабо. Это связано прежде всего с большим шагом сетки используемых ранее данных контактных измерений. Летом 2022 г. в ходе 122-го и 123-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий» были проведены экспедиционные исследования, представляющие особый интерес, поскольку они были выполнены по учащенной сетке станций в теплое время года, когда наблюдается усиление синоптической активности. Впервые гидрологические измерения у берегов Крыма в рамках каждого рейса были выполнены дважды по одному и тому же маршруту, что дает возможность уточнить особенности изменения фактической ТПМ на синоптическом масштабе.

Цель данной работы – уточнить особенности изменения температуры на поверхности Черного моря у берегов Крыма на синоптическом масштабе и оценить их связь с изменением поля ветра по данным контактных гидрологических измерений, выполненных в ходе двух экспедиций на НИС «Профессор Водяницкий» летом 2022 г., и данным спутниковых измерений температуры и приводного ветра *Copernicus*.

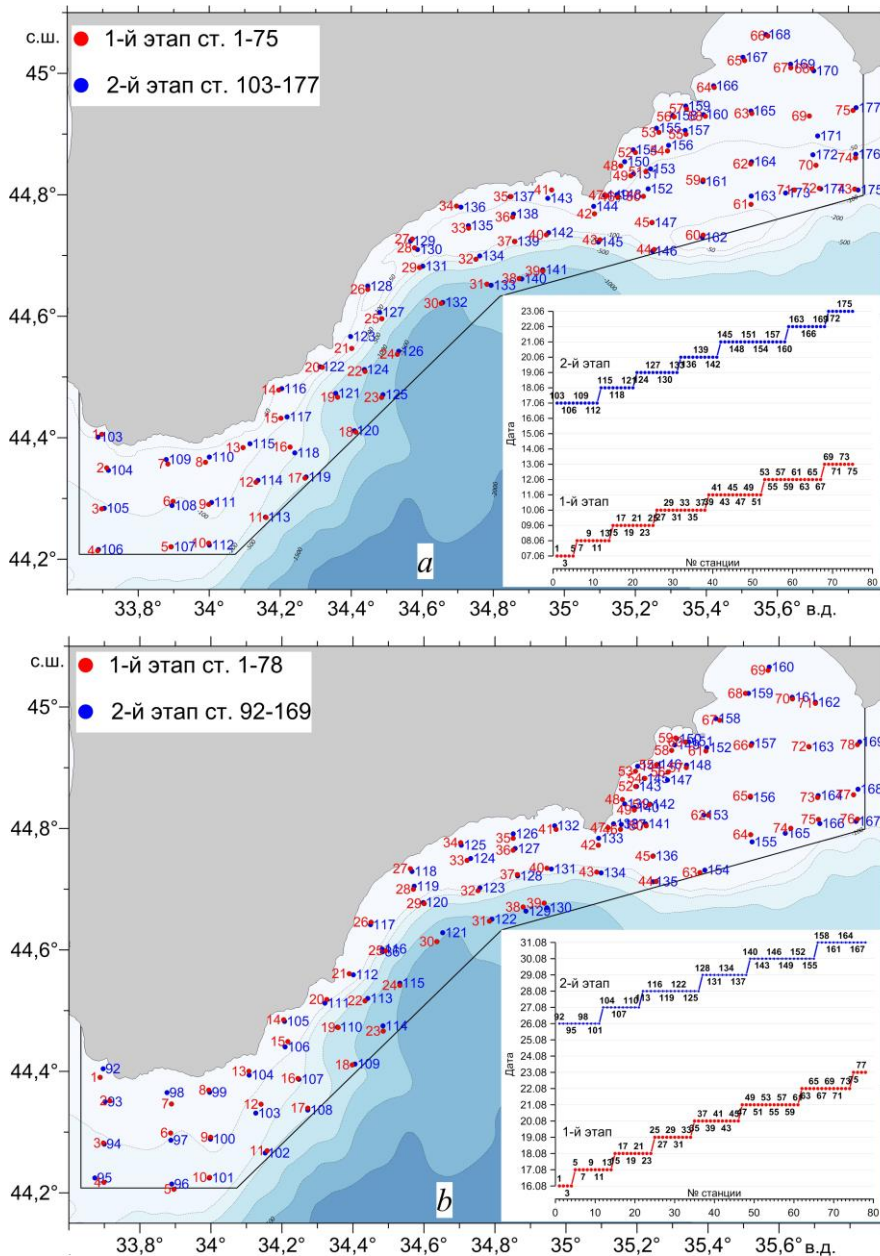
Материалы и методы

Гидрологические измерения летом 2022 г. проводились в 122-м (июнь) и 123-м (август) рейсах НИС «Профессор Водяницкий» и, в отличие от предшествующих лет, исключительно в пределах территориальных вод России (рис. 1). Уменьшение площади съемок при сохранении общего экспедиционного времени (25 сут) позволило увеличить количество гидрологических станций и получить детальные пространственные распределения гидрологических параметров, отражающие текущее состояние структуры вод в прибрежной зоне Крыма. Резерв экспедиционного времени в обоих рейсах позволил выполнить повторные гидрологические съемки. Положение станций показано на рис. 1, *a, b*.

В ходе каждого рейса повторные станции выполнялись практически в тех же координатах с последовательным продвижением с запада на восток примерно с одинаковым фазовым запаздыванием (рис. 1, врезки). В 122-м рейсе первый этап съемок выполнялся с 7 по 13 июня, второй этап – с 17 по 23 июня, в 123-м рейсе – с 16 по 23 августа и с 26 по 31 августа соответственно.

Температура морской воды измерялась на каждой станции с помощью гидролого-химического зондирующего CTD-комплекса *IDRONAUT OCEAN*

SEVEN 320 PlusM. Анализ распределения поля ТПМ проводился для верхнего квазиоднородного слоя на горизонте 2 м. Фактические значения скорости и направления ветра на станциях брались из журнала дежурного по экспедиции, которые, в свою очередь, выбирались из непрерывных записей, осуществляемых с помощью судовой метеостанции *AIRMAR-220WX*.



Р и с. 1. Положение станций, выполненных в ходе 122-го (а) и 123-го (б) рейсов НИС «Профессор Водяницкий». На врезках – сроки и номера зондирований
Fig. 1. Layout of the stations performed during the 122nd (a) and 123rd (b) cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky*. Insets show the dates and numbers of soundings

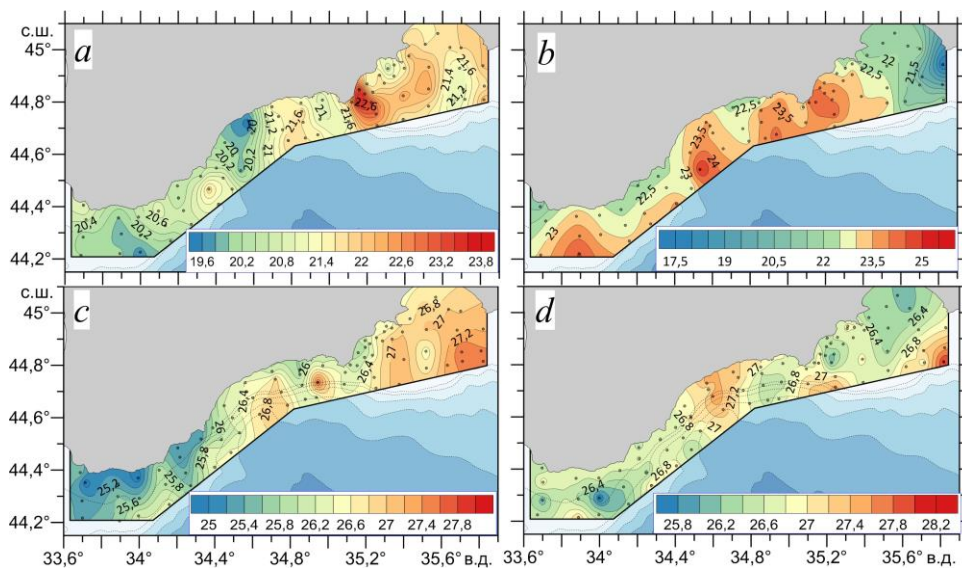
В работе также использованы среднесуточные данные спутниковых измерений ТПМ из массива *Black Sea High Resolution and Ultra High Resolution Sea Surface Temperature Analysis* (<https://doi.org/10.48670/moi-00159>, <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-SST-PUM-010-004-006-012-013.pdf>, продукт SST_BS_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_006) службы мониторинга морской среды *Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)* со сверхвысоким пространственным разрешением $0,01^\circ \times 0,01^\circ$, полученные с помощью современных алгоритмов обработки [22].

Кроме этого, анализировались среднесуточные характеристики поля приводного ветра (скорость и направление) с пространственным разрешением $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ из массива *Global Ocean Hourly Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model* (<https://doi.org/10.48670/moi-00305>, продукт WIND_GLO_PHY_L4_NRT_012_004), входящего в *CMEMS*. Эти параметры были получены по наблюдениям скаттометрами *Metop-B* и *Metop-C ASCAT* и по данным операционной модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды *ECMWF*.

Изменчивость поля ТПМ и ее связь со скоростью ветра исследовались с помощью стандартных статистических методов дисперсионного и корреляционного анализа.

Результаты исследования

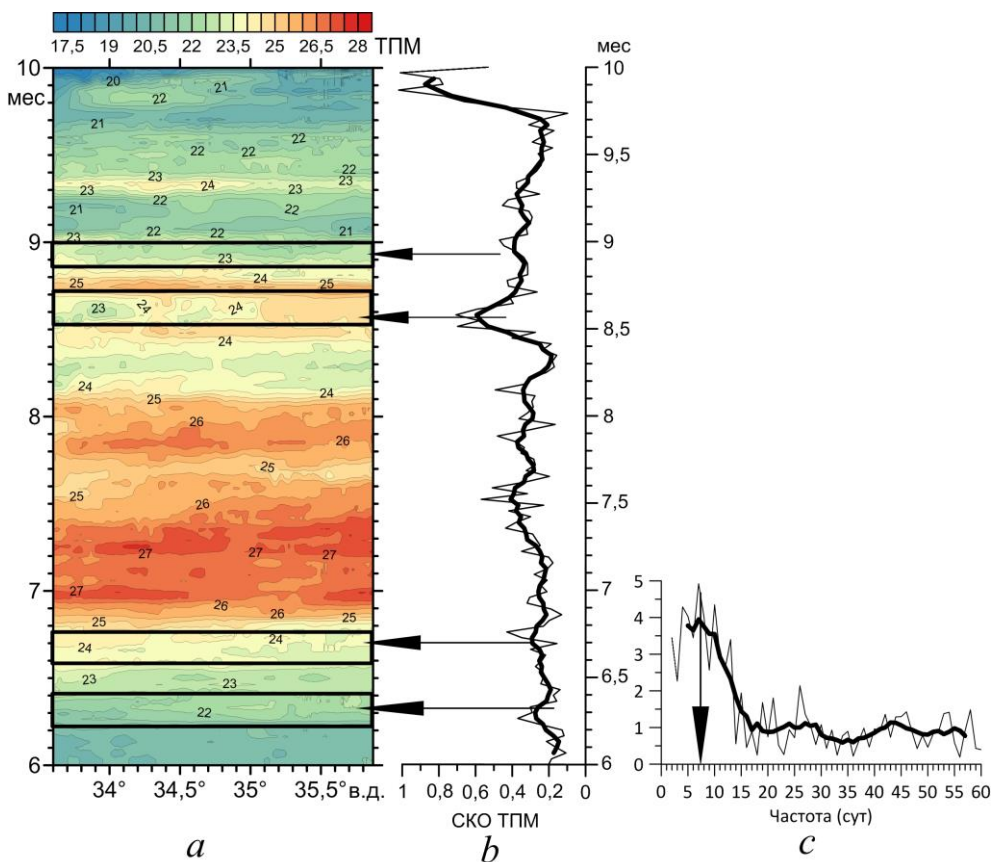
Анализ распределений ТПМ по данным двух этапов съемок в 122-м и 123-м рейсах НИС «Профессор Водяницкий» указывает на их существенные отличия, которые, с одной стороны, обусловлены сезонным прогревом поверхностных вод, с другой – синоптическими вариациями приводного ветра. Сезонный прогрев отразился в общем увеличении значений температуры, которые на первом этапе съемки 122-го рейса не превышали 24°C , а на втором этапе достигали почти 26°C (рис. 2, *a, b*).



Р и с. 2. Распределение ТПМ ($^\circ\text{C}$) на первом (слева) и втором (справа) этапах 122-го (*a, b*) и 123-го (*c, d*) рейсов НИС «Профессор Водяницкий»

F i g. 2. SST ($^\circ\text{C}$) distribution at the first (left) and second (right) stages of the 122nd (*a, b*) and 123rd (*c, d*) cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky*

В условиях летнего прогрева на пространственное распределение фактической ТПМ существенно повлияла несинхронность выполнения съемок. Это проявилось в повышении значений ТПМ по мере продвижения судна с запада на восток, которое занимало ~ 7 сут. Поскольку измерения проводились в основном в дневное время, влияние суточного хода ТПМ на ее пространственное распределение минимально.



Р и с. 3. Распределение среднесуточных значений ТПМ 1 июня – 30 сентября 2022 г. вдоль изобаты 50 м по спутниковым данным (*a*); временное распределение пространственного СКО ТПМ (жирная кривая – сглаживание скользящим средним по 5 сут) (*b*); функция спектральной плотности распределения СКО ТПМ (*c*) по спутниковым данным

F i g. 3. Distribution of the satellite derived SST daily average values along the 50 m isobath in June 1 – September 30, 2022 (*a*); temporal distribution of the spatial SST standard deviation (thick curve denotes smoothing by a 5 day moving average) (*b*); functions of spectral density of distribution of the SST standard deviation (*c*) based on satellite data

Для сравнения контактных измерений со среднесуточными спутниковыми измерениями, которые практически синхронно охватывали всю акваторию съемки, было построено распределение ТПМ по спутниковым данным вдоль изобаты 50 м, проходящей через всю акваторию полигона, за период 1 июня – 30 сентября 2022 г. (рис. 3, *a*, периоды выполнения съемок на первом и втором этапах двух рейсов выделены черными прямоугольниками). Во время

первого этапа съемки в 122-м рейсе диапазон пространственной изменчивости фактической температуры составлял почти 4°C ($20\text{--}24^{\circ}\text{C}$), тогда как по спутниковым данным – только $1,5^{\circ}\text{C}$ ($21\text{--}22,5^{\circ}\text{C}$) (рис. 2, *a*; 3, *a*). Тенденция к увеличению ТПМ в восточном направлении, наблюдаемая по данным контактных измерений, по спутниковым данным не проявлялась. На втором этапе съемки диапазон пространственной изменчивости фактической температуры по данным контактных измерений почти на всей акватории составлял $\sim 2^{\circ}\text{C}$ ($22\text{--}24^{\circ}\text{C}$). Исключением была крайняя восточная часть полигона, где фактические значения ТПМ резко понизились почти до 20°C . По спутниковым данным диапазон пространственной изменчивости ТПМ не превышал $0,5^{\circ}\text{C}$ ($23,5\text{--}24^{\circ}\text{C}$) (рис. 2, *b*; 3, *a*).

Двумя месяцами позже на первом этапе 123-го рейса фактические значения ТПМ на акватории полигона изменялись в пределах $25\text{--}27,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 2, *c*), при этом ее максимальные значения наблюдались в конце этапа на востоке полигона. Распределение ТПМ по спутниковым данным также показало повышение температуры до $25,5^{\circ}\text{C}$ на востоке полигона (рис. 3, *a*). Минимальные значения ТПМ по данным как контактных, так и спутниковых измерений наблюдались на западе полигона, при этом по спутниковым данным (23°C) они были почти на 2°C ниже, чем по контактными измерениями (25°C). Вероятно, эта разница связана в основном с методическими особенностями обработки данных разных типов измерений.

На втором этапе 123-го рейса значения ТПМ по контактными измерениями изменялись в пределах $26\text{--}27,4^{\circ}\text{C}$, что близко к диапазону пространственной изменчивости ТПМ на первом этапе (рис. 2, *d*). В отличие от первого этапа более низкие значения ТПМ ($< 26,4^{\circ}\text{C}$) отмечались не только в западной, но и в восточной части съемки, а в центральной части полигона и в отдельных локальных областях у его южной границы ТПМ повышалась до 27°C . По спутниковым данным значения ТПМ были заметно ниже и изменялись в диапазоне $22\text{--}23,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 3, *a*). Судя по долготно-временному распределению ТПМ, в период выполнения второго этапа съемки температура монотонно понижалась, т. е. в конце августа уже наблюдалось охлаждение поверхностных вод (рис. 3, *a*). Таким образом, несинхронность контактных измерений при наличии сезонного сигнала может существенно влиять на пространственное распределение фактической ТПМ. Частично справиться с этой проблемой можно путем детрендрования исходных рядов контактных измерений, которое позволяет убрать более низкочастотную составляющую изменчивости с временным масштабом, превышающим период выполнения съемки. При наличии низкочастотного сигнала в рядах измеренной ТПМ должна наблюдаться значимая линейная связь между значением ТПМ на каждой станции и порядковым номером этой станции (фактически временным запаздыванием измерений). Оценки показали, что коэффициент корреляции R между значением ТПМ и порядковым номером станции в 122-м рейсе достигал 0,66 (рис. 4, *a*), в 123-м рейсе – 0,51 (рис. 4, *b*), т. е. в распределениях фактической ТПМ содержался значимый положительный тренд. Судя по спутниковым данным, положительный тренд в 122-м рейсе (июнь) был связан с устойчивым сезонным прогревом поверхностных вод (рис. 3, *a*; 4, *a*). Во время 123-го рейса (август) на фоне уже начавшегося общего осеннего пони-

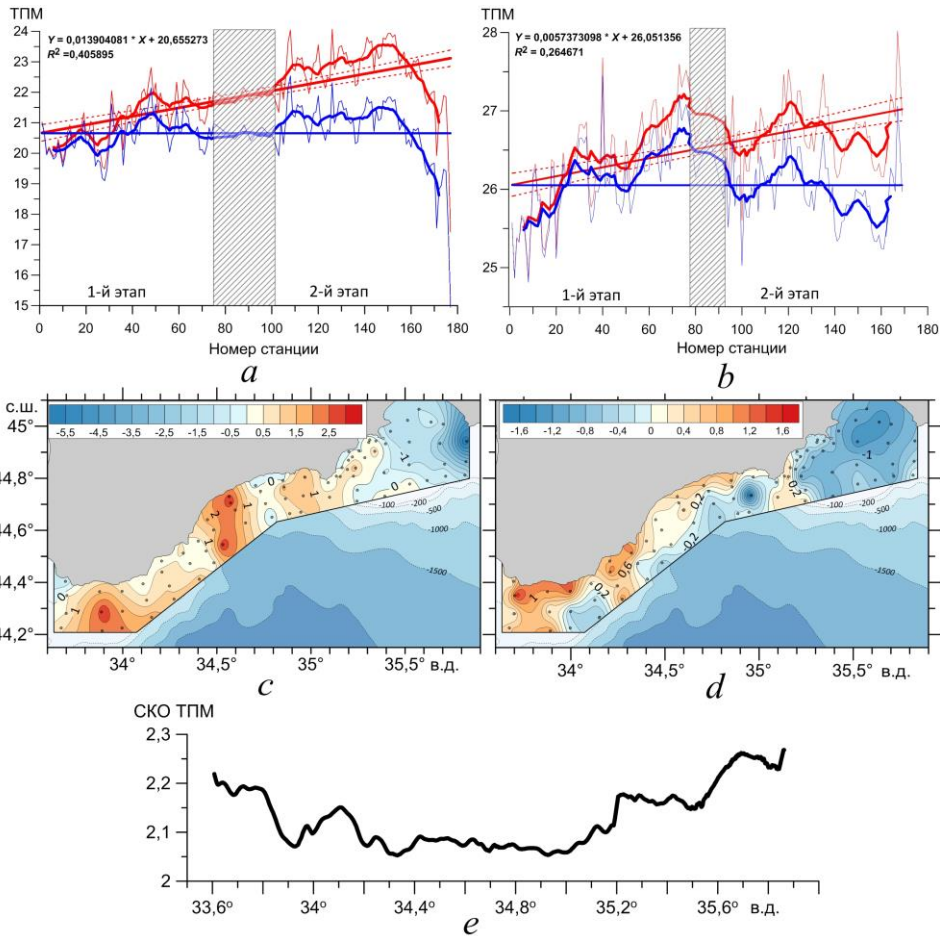
жения ТПМ наблюдались периоды прогрева и охлаждения поверхностных вод на синоптическом масштабе. Временное распределение среднесуточных значений пространственного среднеквадратического отклонения (СКО) ТПМ по спутниковым данным вдоль изобаты 50 м (рис. 3, *b*) показало, что его изменения особенно заметны в период первого этапа съемки 123-го рейса, когда контрасты ТПМ между западной и восточной частями полигона по контактными (рис. 2, *c*) и спутниковым (рис. 3, *a*) данным были наиболее выражены, что обусловило резкое повышение значений СКО. Отметим, что период выполнения каждого этапа съемки (6–8 сут) примерно совпадал с периодичностью, наблюдаемой во временном изменении пространственных СКО ТПМ, т. е. с периодичностью усиления синоптических возмущений ТПМ по спутниковым данным (рис. 3, *b*). Расчет функции спектральной плотности распределения СКО ТПМ по спутниковым данным показал, что эта периодичность составляет ~ 7 сут (рис. 3, *c*).

Отметим, что первый этап измерений в 123-м рейсе проходил в период понижения ТПМ по спутниковым данным в западной части полигона и ее слабого повышения в восточной части; второй этап измерений проходил в последнюю неделю августа, когда на всем полигоне отмечались пониженные значения ТПМ по спутниковым данным. Таким образом, контактные измерения в 123-м рейсе не всегда совпадали с теплой фазой синоптических изменений ТПМ, наблюдаемой по спутниковым данным (рис. 3, *b*). Вместе с тем в период всей съемки отмечался общий положительный тренд ТПМ (рис. 4, *b*), хотя он был заметно меньше выражен, чем в начале лета (122-й рейс), когда наблюдался устойчивый прогрев поверхностных вод (рис. 4, *a*).

Для минимизации влияния несинхронности измерений при наличии сезонного сигнала наблюдаемый положительный тренд был вычтен из исходных рядов ТПМ. Анализ аномалий ТПМ, рассчитанных как разность (ΔT) детрендрованных значений температуры между повторными съемками на каждой станции, позволил оценить особенности пространственной структуры ТПМ преимущественно синоптического масштаба в периоды прогрева и охлаждения поверхностных вод. В период проведения 122-го рейса наблюдались три области с повышенными положительными значениями ΔT ($> 2^\circ\text{C}$) и одна – с отрицательными значениями ΔT ($> -2^\circ\text{C}$) (рис. 4, *c*). При этом на большей части акватории съемки наблюдались положительные значения ΔT (рис. 4, *c*), что можно объяснить общим ослаблением скорости ветра на втором этапе съемки (рис. 5, *a*) и повышением значений ТПМ (рис. 2, *b*). В конце съемки происходило резкое усиление скорости ветра, понижение значений ТПМ и увеличение отрицательных значений ΔT почти до 6°C .

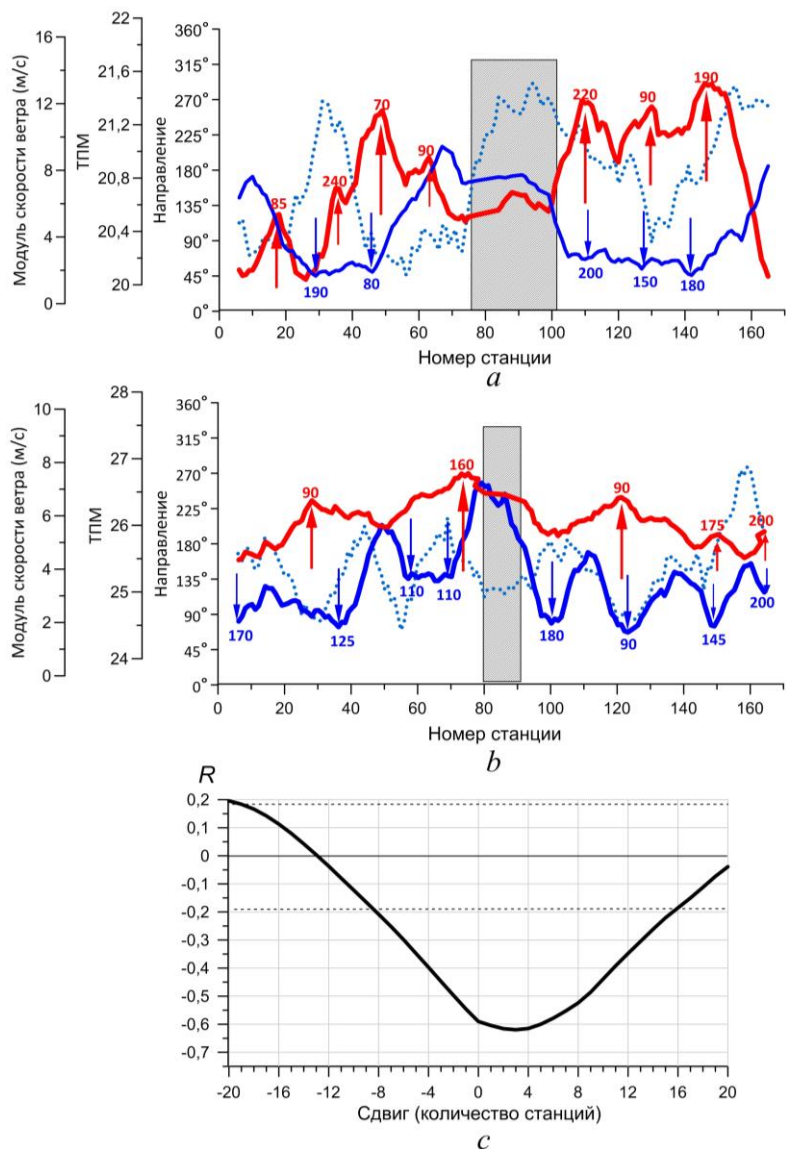
В период проведения 123-го рейса отмечалось увеличение положительных значений ΔT преимущественно на западе съемки (до $1,5^\circ\text{C}$) и отрицательных (до -2°C) – на востоке съемки (рис. 4, *d*). Как и в 122-м рейсе, увеличение значений ΔT (по абсолютной величине) наблюдалось в районах, где прибрежный шельф наиболее широкий, – в районе Феодосийского залива и у Южного берега Крыма между м. Сарыч и м. Аю-Даг. Качественно такая же картина прослеживается и по спутниковым данным, так как значения СКО ТПМ, рассчитанные по ряду среднесуточных значений ТПМ за четыре месяца (июнь – сентябрь 2022 г.) для каждой долготы с шагом $0,01^\circ$ вдоль

изобаты 50 м, заметно увеличиваются в районах, где изобата проходит над обширным шельфом (рис. 4, *e*). Это дает основание полагать, что на уровень пространственной дисперсии ТПМ оказывает влияние общая ширина шельфа, что проявляется даже в пределах полигона съемок (не более 12 миль от берега).



Р и с. 4. Распределение ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) в зависимости от порядкового номера станции (красные кривые – фактическая температура, синие – детрендированная температура; жирные кривые – сглаживание скользящим средним по 11 станциям, штриховые линии – границы доверительного интервала 95%-ного уровня статистической достоверности; промежуток между выполнением станций в ходе первого и второго этапов заштрихован) по данным 122-го (*a*) и 123-го (*b*) рейсов; разность детрендированных значений ТПМ между повторными съемками в 122-м (*c*) и 123-м (*d*) рейсах; изменение с долготой СКО ТПМ вдоль изобаты 50 м (*e*) по спутниковым данным

F i g. 4. SST($^{\circ}\text{C}$) distribution depending on the station serial number (red curves are the actual temperature, blue ones – the detrended temperature; thick curves are smoothing by a moving average over 11 stations, dashed ones – the boundaries of the 95% confidence interval of statistical significance; the interval between the stations performed during of the first and second stages is shaded) based on the data of the 122nd (*a*) and 123rd (*b*) cruises; difference between the detrended SST values obtained in the repeated surveys of the 122nd (*c*) and 123rd (*d*) cruises; change of the SST standard deviation with a longitude along the 50 m isobath (*e*) based on satellite data



Р и с. 5. Распределение детрендрованных значений ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) (красные кривые), модуля (синие сплошные кривые) и направления (синие пунктирные кривые) скорости ветра по данным 122-го (a) и 123-го (b) рейсов НИС «Профессор Водяницкий» (промежуток между выполнением станций в ходе первого и второго этапов заштрихован; красными стрелками показаны максимумы ТПМ, синими – минимумы скорости ветра; числа у стрелок – направление ветра в градусах); график взаимно-корреляционной функции ТПМ и модуля скорости ветра по данным 122-го рейса (штриховые линии – границы доверительного интервала 95%-ного уровня статистической достоверности) (c)

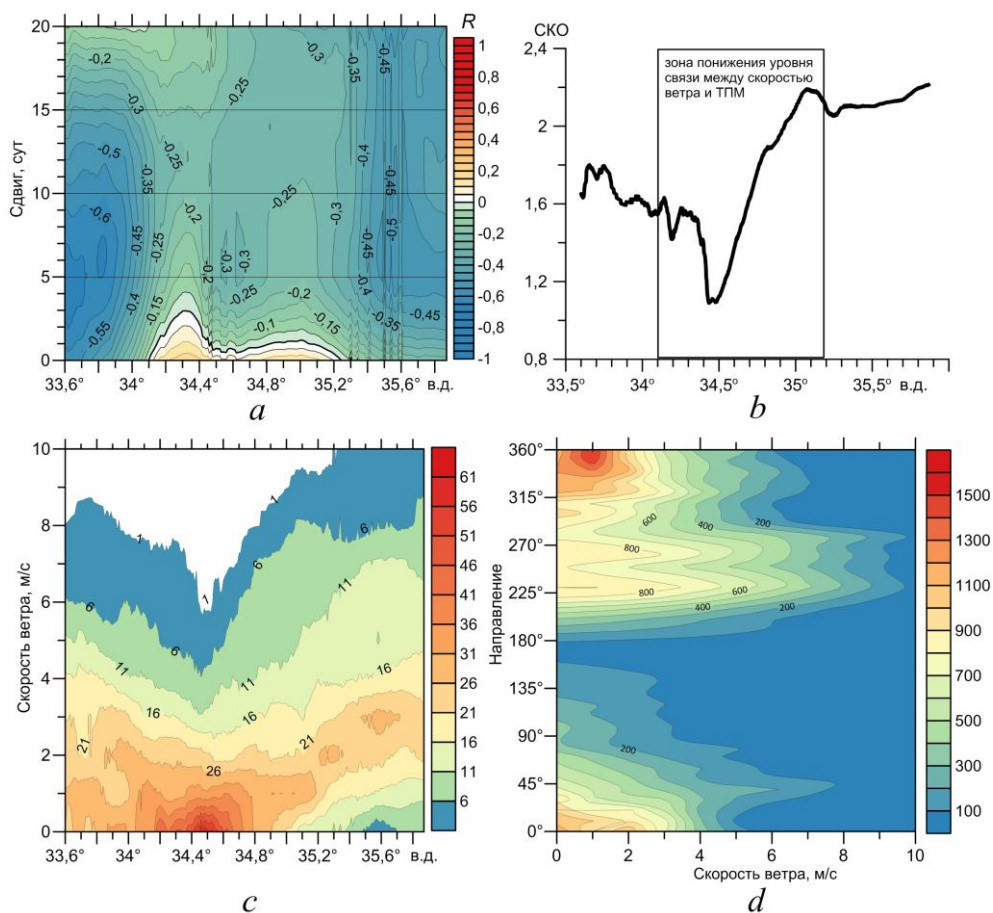
F i g. 5. Distribution of the detrended SST ($^{\circ}\text{C}$) values (red curves), the absolute value (blue solid curves) and direction (blue dashed curves) of wind speed based on the data of the 122nd (a) and 123rd (b) cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky* (the interval between the stations performed during the first and second stages is shaded; red arrows show the SST maximums, blue ones – the wind speed minimums; numbers beside the arrows indicate the wind direction in degrees); graph of the cross-correlation function of SST and wind speed module based on the 122nd cruise data (dashed lines are the boundaries of the 95% confidence interval of statistical significance) (c)

Как видно из рис. 5, на мелководье важнейшим фактором, определяющим значения ТПМ на синоптическом масштабе, является локальное ветровое воздействие. Ранее было показано, что при относительно слабом суточном ходе ТПМ, который в теплое время года в среднем составляет менее $0,5^{\circ}\text{C}$, доминирующую роль в изменении поля ТПМ играют синоптические вариации скорости приводного ветра [23, 24]. Наиболее четко связь поля ветра с изменением температуры прослеживалась по данным съемки 122-го рейса. Была выявлена закономерность: периоды роста температуры качественно совпадали с периодами ослабления ветра и наоборот – усиление ветра приводило к понижению значений ТПМ (рис. 5, *a*). Анализ взаимной корреляции между ТПМ и модулем скорости ветра по данным 122-го рейса показал, что наиболее высокий уровень обратной корреляции со значением R до $0,6$ – $0,65$ наблюдался на сдвиге до 3–4 станций (~ 8 – 10 ч) (рис. 5, *c*).

В 123-м рейсе максимальная скорость ветра заметно уменьшилась, периоды понижения ТПМ не всегда совпадали с периодами ослабления локального ветра (рис. 5, *b*), и корреляционная связь между этими параметрами была незначима. Можно предположить, что на изменение ТПМ в 123-м рейсе в большей степени оказывали влияние изменения не локального, а отдаленного ветра.

Для оценки связи ТПМ и скорости ветра также анализировались среднесуточные ряды спутниковых данных за период 1 июня – 31 августа 2022 г. вдоль изобаты 50 м в пределах полигона съемок, при этом данные скорости ветра были проинтерполированы в узлы температурной сетки с шагом $0,01^{\circ}$. Между модулем скорости ветра и ТПМ была выявлена значимая отрицательная корреляционная связь, уровень которой заметно изменялся по пространству (рис. 6, *a*). Так, высокие значения R ($-0,55 \dots -0,7$) были выявлены в западной части полигона примерно между м. Айя и м. Сарыч, при этом максимум отмечался на сдвиге 3–6 сут при лидировании изменения скорости ветра. Восточнее м. Ай-Тодор и примерно до м. Меганом наблюдались резкое понижение уровня обратной корреляции и смена ее знака на сдвигах 1–3 сут. Восточнее м. Меганом уровень корреляции начинал повышаться до значимого, и у Феодосийского залива значения R достигали $-0,45 \dots -0,5$ на сдвиге 4–7 сут (рис. 6, *a*).

Анализ распределения СКО среднесуточных значений модуля скорости ветра, рассчитанных за летний период 2022 г. на каждой долготе с шагом $0,01^{\circ}$ вдоль изобаты 50 м, показал, что минимальный уровень изменчивости модуля скорости ветра (СКО до $1,4$ м/с) наблюдался в районе $34,4^{\circ}$ и $34,6^{\circ}$ в. д. (рис. 6, *b*), т. е. в зоне уменьшения уровня связи между скоростью ветра и ТПМ. Максимальные значения СКО скорости ветра (до 2 – $2,2$ м/с) были выявлены к востоку от $34,9^{\circ}$ в. д. (рис. 6, *b*). При этом в районе Судакской бухты и м. Меганом связь скорости ветра и ТПМ была незначимой, а в районе Феодосийского залива, где прибрежный шельф заметно расширяется, отмечался высокий уровень связи между скоростью ветра и ТПМ (рис. 6, *a*).



Р и с. 6. Распределение значений экстремума R взаимно-корреляционной функции модуля скорости ветра и ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) (*a*), СКО среднесуточных значений модуля скорости ветра (m/s) (*b*), повторяемость значений модуля скорости с дискретностью 1 m/s (*c*), повторяемость (сут) ветров определенной скорости в зависимости от направления (*d*) вдоль изобаты 50 м по спутниковым данным

Fig. 6. Distribution of the R extreme values of the cross-correlation function of wind speed module and SST ($^{\circ}\text{C}$) (*a*), standard deviation of the daily average values of wind speed module (m/s) (*b*), frequency of the speed module values with a resolution 1 m/s (*c*), frequency (day) of the winds of a certain speed depending on direction (*d*) along the 50 m isobath based on satellite data

В работе была проанализирована повторяемость среднесуточных значений модуля скорости с дискретностью 1 m/s (рис. 6, *c*) вдоль изобаты 50 м за период 1 июня – 31 августа 2022 г., а также общая повторяемость (количество суток) ветров определенной скорости в зависимости от направления (рис. 6, *d*). Анализ показал, что в районе незначимой связи скорости ветра и ТПМ отмечалась максимальная повторяемость ветров минимальной скорости (ниже 1,5 m/s) (рис. 6, *c*) северного и северо-западного направлений (рис. 6, *d*). Максимальная повторяемость слабых ветров основного северного направления на участке полигона примерно между 34° и 35° в. д. обусловлена экранирующим эффектом Крымских гор.

Заключение

По данным контактных гидрологических измерений, выполненных в ходе 122-го (7–23 июня 2022 г.) и 123-го (16–31 августа 2022 г.) рейсов НИС «Профессор Водяницкий», и данным спутниковых измерений температуры и приводного ветра *Copernicus* выявлены особенности изменчивости температуры поверхности моря у берегов Крыма на синоптическом масштабе. Показано, что отличия в распределениях ТПМ по данным двух этапов съемок в двух рейсах были обусловлены особенностями сезонного цикла температуры на поверхности и синоптическими вариациями приводного ветра. На пространственное распределение ТПМ существенно влияла несинхронность выполнения съемок, что проявилось в увеличении ТПМ по мере продвижения судна с запада на восток. Установлено, что в распределениях фактической ТПМ в периоды выполнения съемок содержался значимый положительный тренд. Согласно спутниковым данным, в 122-м рейсе (июнь) наблюдался устойчивый сезонный прогрев поверхностных вод. Во время выполнения 123-го рейса (август) отмечалось чередование периодов прогрева и охлаждения поверхностных вод продолжительностью около недели. Контактные измерения в этом рейсе не всегда совпадали с периодами повышения ТПМ, что занижало ее общий положительный тренд. В 123-м рейсе также отмечались максимальные изменения среднесуточных значений пространственного СКО ТПМ по спутниковым данным.

Во время выполнения 122-го рейса на большей части акватории съемки наблюдались положительные синоптические аномалии ТПМ, что связано с общим ослаблением скорости ветра и повышением температуры на втором этапе съемки. Значения аномалий ТПМ по фактическим измерениям и значения СКО ТПМ, рассчитанного по ее среднесуточному ряду за четыре месяца (июнь – сентябрь 2022 г.) по спутниковым данным, заметно увеличивались в районе Феодосийского залива и у Южного берега Крыма между м. Сарыч и м. Аю-Даг, где прибрежный шельф наиболее широкий.

Показано, что периоды роста фактической температуры качественно совпадали с периодами ослабления локального приводного ветра и наоборот – усиление ветра приводило к понижению значений ТПМ. Наиболее высокий уровень обратной корреляции между ТПМ и модулем скорости ветра со значением R до 0,6–0,65 при сдвиге 8–10 ч зафиксирован в 122-м рейсе. Спутниковые данные также показали наличие значимой обратной корреляционной связи между модулем скорости ветра и ТПМ, уровень которой заметно изменялся по пространству. Максимальный уровень связи со значениями коэффициента корреляции $-0,55 \dots -0,7$ наблюдался в западной части полигона съемки примерно между м. Ая и м. Сарыч. Восточнее м. Ай-Тодор и примерно до м. Меганом наблюдались резкое понижение уровня обратной корреляции и смена ее знака. Восточнее м. Меганом уровень корреляции начал повышаться до значимого, и у Феодосийского залива значения коэффициента корреляции достигали $-0,45 \dots -0,5$. Показано, что в летний период 2022 г. в зоне уменьшения уровня связи между скоростью ветра и ТПМ наблюдались минимальная изменчивость модуля скорости ветра и максимальная повторяемость ветров минимальной скорости северного и северо-западного направлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during Hydro-Black '91 / T. Oguz [et al.] // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1994. Vol. 41, iss. 4. P. 603–628. doi:10.1016/0967-0637(94)90045-0
2. Synoptic variability in the Black Sea. Analysis of hydrographic survey and altimeter data / E. Sokolova [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 45–63. doi:10.1016/S0924-7963(01)00046-X
3. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea / A. I. Ginzburg [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 32, iss. 1–3. P. 71–90. doi:10.1016/S0924-7963(02)00030-1
4. *Зацепин А. Г., Гинзбург А. И., Евдошенко М. А.* Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М. : Наука, 2002. С. 55–81.
5. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A. G. Zatsepin [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C8. 3246. doi:10.1029/2002JC001390
6. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
7. Сезонные и синоптические изменения структуры вод к юго-западу от Крымского полуострова в осенне-зимний период 2017 г. (98-й и 101-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») / Ю. В. Артамонов [и др.] // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2019. Вып. 3. С. 4–18. doi:10.22449/2413-5577-2019-3-4-18
8. Циркуляция вод в северной части Черного моря летом – зимой 2018 г. / Ю. В. Артамонов [и др.] // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 1. С. 69–90. doi:10.22449/2413-5577-2020-1-69-90
9. *Кубряков А. А., Станичный С. В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. doi:10.7868/S0030157415010104
10. *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. doi:10.1016/j.dsr.2014.12.002
11. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data / A. A. Kubryakov [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2018. Vol. 167. P. 44–63. doi:10.1016/j.pocan.2018.07.007
12. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea / A. Zatsepin [et al.] // *Ocean Dynamics*. 2019. Vol. 69, iss. 2. P. 253–266. doi:10.1007/s10236-018-1239-4
13. 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, iss. 1–3. P. 137–157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00050-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00050-1)
14. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea / C. E. Enriquez [et al.] // *Ocean Dynamics*. 2005. Vol. 55, iss. 5–6. P. 476–489. doi:10.1007/s10236-005-0031-4
15. Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980–1993 годы / П. Н. Лишаев [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 5. С. 49–68.
16. Трехмерная идентификация синоптических вихрей Черного моря по расчетам численной модели *NEMO* / А. А. Кубряков [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 1. С. 20–28. doi:10.22449/0233-7584-2018-1-20-28
17. Mesoscale eddies in the Black Sea: Characteristics and kinematic properties in a high-resolution ocean model / E. Sadighrad [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2021. Vol. 223. 103613. doi:10.1016/j.jmarsys.2021.103613

18. Синоптическая термохалинная изменчивость в Российской прибрежной зоне Черного моря / В. С. Тужилкин [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 6. С. 46–53. EDN PUZPJР.
19. Новиков А. А., Тужилкин В. С. Сезонные и региональные вариации синоптических аномалий температуры воды в северо-восточной части прибрежной зоны Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 1. С. 42–52. doi:10.22449/0233-7584-2015-1-42-52
20. Изменчивость поля температуры и температурных фронтов в северо-западной части Черного моря по спутниковым данным / Ю. В. Артамонов [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 3. С. 237–245. EDN ZDGNQB. doi:10.21046/2070-7401-2017-14-3-237-245.
21. Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В. Региональные особенности синоптической изменчивости поля температуры на поверхности Черного моря по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 2. С. 202–213. doi:10.22449/0233-7584-2020-2-202-213
22. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project / В. В. Nardelli [et al.] // Remote Sensing of Environment. 2013. Vol. 129. P. 1–16. doi:10.1016/j.rse.2012.10.012
23. Рубакина В. А., Кубряков А. А., Станичный С. В. Сезонный и суточный ход температуры вод Чёрного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буёв // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 5. С. 268–281. doi:10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281
24. Рубакина В. А., Кубряков А. А., Станичный С. В. Сезонная изменчивость суточного хода температуры поверхностного слоя Черного моря по данным сканера *SEVIRI* // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 2. С. 171–184. doi:10.22449/0233-7584-2019-2-171-184

Об авторах:

Артамонов Юрий Владимирович, ведущий научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **ResearcherID: AAC-6651-2020**, artam-ant@yandex.ru

Скрипалева Елена Александровна, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ResearcherID: AAC-6648-2020**, sea-ant@yandex.ru

Федирко Александр Викторович, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: AAC-6629-2020**, vault102@gmail.com

Никольский Николай Викторович, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: AAT-7723-2020**, nikolsky.geo@gmail.com

Характеристики состояния и эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря

А. В. Вареник [✉], С. И. Кондратьев, Е. В. Медведев, Д. С. Хоружий,
Н. А. Орехова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

[✉] alla.varenik@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 03.08.2023; одобрена после рецензирования 04.09.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Целью настоящей работы является анализ особенностей пространственно-временного и вертикального распределения кислорода, сероводорода и элементов главного биогенного цикла (фосфаты, нитраты, аммонийный азот и кремнекислота), а также характеристик карбонатной системы в Черном море в современный период.

Методы и результаты. Использованы данные экспедиционных исследований Морского гидрофизического института в Черном море в пределах экономической зоны России за 2013–2021 гг. В экспедициях выполнены более 200 глубоководных станций, на которых с помощью кассеты из 12 батометров прибора *Sea-Bird 911 plus CTD Seabird-Electronics INC* проводили отбор проб на определенных изопикнических поверхностях. На прибрежных мелководных станциях отбор проводили с поверхностного и придонного горизонтов. Отбор проб атмосферных осадков осуществлялся с помощью автоматических осадкосборников на метеостанции, расположенной на Павловском мысу в г. Севастополь, и на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне (Южный берег Крыма).

Выводы. Положение верхней границы субкислородной зоны за исследуемый период изменялось в диапазоне 15,7–15,9 кг/м³, что в шкале глубин соответствует интервалу ~ 40 м. Вертикальное распределение сероводорода характеризуется в большей степени изопикническим характером, граница появления сероводорода располагается в интервале условной плотности 16,10–16,15 кг/м³. Максимум концентрации нитратов не превышает 4 мкМ и располагается в диапазоне 15,2–15,5 кг/м³. Показано, что содержание окисленных форм азота в водной толще практически вернулось к доэвтрофикационному уровню. Содержание ионов аммония в аэробной и субкислородной зонах преимущественно не превышает 0,5 мкМ, увеличение концентрации начинается с глубины изопикнической поверхности появления сероводорода $\sigma_t = 16,10\text{--}16,15$ кг/м³. Максимальные концентрации ионов аммония отмечены на глубинах 1800 м и ниже со значениями 96 ± 5 мкМ, что соответствует ранее полученным данным. Для вертикального распределения фосфатов характерны минимум (< 0,5 мкМ) содержания при $\sigma_t = 15,8$ кг/м³ и максимум (не > 8 мкМ) на изопикне $\sigma_t = 16,2$ кг/м³. Содержание сероводорода на глубинах > 1750 м в Черном море в настоящий момент составляет 383 ± 2 мкМ. Значение pH поверхностного слоя вод составляло 8,29–8,38, ниже глубины ~ 50 м оно снижалось до 7,67. Общая щелочность менялась в пределах 3268–3335 мкМ, глубже условной плотности 16,0 кг/м³ резко увеличивалась, достигая максимального значения ~ 4360 мкМ в придонном слое вод. Полученные результаты подтверждают устойчивость положения выявленных ранее особенностей вертикального распределения гидрохимических компонентов и диапазонов изменения их концентрации. В пространственном распределении биогенных элементов прослеживается снижение концентраций по направлению от прибрежных к глубоководным районам. Одним из внешних источников поступления биогенных элементов в Черное море являются атмосферные осадки. На синоптических пространственно-временных масштабах они могут вносить максимальный вклад в поступление неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты в поверхностный слой вод моря.

© Вареник А. В., Кондратьев С. И., Медведев Е. В., Хоружий Д. С., Орехова Н. А., 2023

Ключевые слова: Черное море, сероводород, распределение биогенных элементов, атмосферные осадки, гидрохимический режим

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

Для цитирования: Характеристики состояния и эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря / А. В. Вареник [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 867–892. EDN NPXXNC.

Original article

Characteristics of State and Evolution of the Black Sea Hydrochemical Structure

A. V. Varenik , S. I. Kondratyev, E. V. Medvedev, D. S. Khoruzhiy, N. A. Orekhova

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
 *alla.varenik@mhi-ras.ru*

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to analyze the features of spatial-temporal and vertical distribution of oxygen, hydrogen sulfide and main nutrients (phosphates, nitrates, ammonium and silica acid), as well as the characteristics of carbonate system in the Black Sea in the modern period.

Methods and Results. The data used in the study were obtained by the scientists of Marine Hydrophysical Institute in the scientific cruises in the Black Sea in 2013–2021 within the economic zone of Russia. During these cruises, more than 200 deep-sea stations were carried out, samples were taken using a cassette of 12 bathometers of the *Sea-Bird 911 plus CTD Seabird-Electronics INC* device at certain isopycnic surfaces. At the coastal shallow-water stations, samples were taken from the surface and near-bottom horizons. Precipitations were sampled by the automatic precipitation collectors at the meteorological stations located on the Pavlovsky Cape in Sevastopol and at the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon (the Southern coast of Crimea).

Conclusions. The location of upper boundary of the suboxic zone varies from $\sigma_t = 15.7 \text{ kg/m}^3$ to $\sigma_t = 15.9 \text{ kg/m}^3$, that in the depth scale corresponds to the interval of $\sim 40 \text{ m}$. The vertical distribution of hydrogen sulfide is more of isopycnic character, the boundary of isosulfide $3 \text{ }\mu\text{M}$ appearing is located within $\sigma_t = 16.10\text{--}16.15 \text{ kg/m}^3$. On the vertical profile of nitrates, their maximum concentration not exceeding $4 \text{ }\mu\text{M}$, is observed within the range $\sigma_t = 15.2\text{--}15.5 \text{ kg/m}^3$. It is shown that the content of oxidized nitrogen forms has almost returned to the pre-eutrophication level. The concentration of ammonium ions in the aerobic and suboxic zones predominantly does not exceed $0.5 \text{ }\mu\text{M}$, the ammonium concentration starts to increase at the depth of isopycne $\sigma_t = 16.10\text{--}16.15 \text{ kg/m}^3$, at which hydrogen sulfide appears. The maximum concentrations of ammonium ions ($96 \pm 5 \text{ }\mu\text{M}$) were noted at the depth 1800 m and below that corresponded to the earlier obtained data. The phosphates vertical distribution is characterized by their minimum ($< 0.5 \text{ }\mu\text{M}$) content at $\sigma_t = 15.8 \text{ kg/m}^3$, and by their maximum (not more than $8 \text{ }\mu\text{M}$) one at $\sigma_t = 16.2 \text{ kg/m}^3$. The hydrogen sulfide content at the depths exceeding 1750 m in the Black Sea is currently $383 \pm 2 \text{ }\mu\text{M}$. The pH value of surface waters was 8.29–8.38 decreasing to 7.67 below $\sim 50 \text{ m}$. Total alkalinity varied within the range 3268–3335 μM , below $\sigma_t = 16 \text{ kg/m}^3$ it increased sharply reaching its maximum value $\sim 4364 \text{ }\mu\text{M}$ in the bottom layer. The results obtained confirm the immutability of the previously established features of the vertical distribution of hydro-chemical components and the ranges of their concentration variations. The spatial distribution of nutrients clearly shows a decrease in their concentrations from the coastal areas to the deep-sea ones. One of the largest external sources of nutrients in the Black Sea waters is the atmospheric precipitations. On the synoptic spatial-temporal scales, they can become the main source of inorganic nitrogen, phosphate and silica entering the sea surface layer.

Keywords: Black Sea, hydrogen sulfide, nutrients distribution, atmospheric deposition, hydrochemical regime

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

For citation: Varenik, A.V., Kondratyev, S.I., Medvedev, E.V., Khoruzhiy, D.S. and Orekhova, N.A., 2023. Characteristics of State and Evolution of the Black Sea Hydrochemical Structure. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 826-850.

Введение

Черное море представляет собой полузамкнутую акваторию с наибольшим в мире объемом сероводородных вод глубже 130–150 м [1, 2]. Водно-солевой баланс моря определяется в основном поступлением пресных вод в северо-западной части и соленых вод Средиземного моря через пролив Босфор [3, 4]. В результате Черное море оказывается перманентно стратифицированным по плотности, шкалу которой, как правило, и используют вместо шкалы глубин [2] при анализе вертикального распределения гидрохимических характеристик. Это позволяет учитывать различия в гидрологической структуре, которые возникают в районах моря, в частности в центре циклонических круговоротов и на кромке шельфа. При подобном подходе удобно выделять отдельные слои вод, среди которых самым важным является холодный промежуточный слой (ХПС) с ядром, расположенным примерно на изопикнической поверхности $\sigma_t = 14,5 \text{ кг/м}^3$ [4]. Этот слой, образующийся вследствие того, что в результате плотностной стратификации холодные поверхностные воды в зимний период не могут погрузиться глубже определенной изопикнической поверхности средней части основного пикноклина, определяет глубину перемешивания верхнего слоя вод Черного моря в зимний период [5, 6].

Для вертикального распределения почти всех гидрохимических параметров характерно наличие «точки перегиба» в толще вод ХПС, в которой однородное распределение различных гидрохимических компонентов в верхнем слое начинает устойчиво изменяться с глубиной и плотностью вод. Это связано с тем, что ХПС становится единственным источником растворенного кислорода для вод, расположенных ниже [7]. Другой возможный источник кислорода – процесс фотосинтеза – на данных глубинах практически отсутствует.

Растворенный кислород продолжает расходоваться на окисление оседающего сверху взвешенного органического вещества (ВОВ), но, поскольку источником кислорода становятся только воды ХПС, его содержание начинает монотонно уменьшаться с глубиной. Формирующийся ниже ядра ХПС оксиклин постепенно переходит в субкислородную зону, в которой концентрация кислорода становится $< 10 \text{ мкМ}$, при этом содержание сероводорода остается ниже предела его определения 3 мкМ , принятого методом обратного титрования¹. Ниже субкислородной зоны располагается сероводородная зона, в которой кислород отсутствует, а его роль как акцептора электронов в процессе окисления ВОВ берут на себя сульфат-анионы, которые восстанавливаются до сульфидов.

¹ Методы гидрохимических исследований океана / Отв. ред. О. К. Бордовский, В. Н. Иваненков. М. : Наука, 1978. 271 с.

Такое изменение с глубиной, а точнее с плотностью, окислительно-восстановительных условий определяет особенности вертикального распределения в Черном море всех элементов главного биогенного цикла, а также кислорода, сероводорода, элементов карбонатной системы и других компонентов окислительно-восстановительного цикла.

Содержание биогенных элементов в морской воде определяется обменными процессами, происходящими в самой водной толще. Помимо этого, существуют различные пути поступления биогенных элементов в водные экосистемы: с речными водами, промышленными и хозяйственно-бытовыми стоками, с атмосферными осадками. Более того, влажное и сухое осаждение из атмосферы в последние годы стало важным фактором, влияющим на состояние водных экосистем во многих частях мира² [8]. Сообщалось также [9–11], что поступление веществ из атмосферы оказывает влияние на первичную продукцию и вызывает подкисление вод океана [12, 13]. Установлено, что глобальный эоловый растворенный неорганический азот (*DIN*) почти эквивалентен поступающему из речных источников и, следовательно, это может оказать значительное влияние на биогеохимические характеристики поверхностного слоя вод Мирового океана [14].

Предыдущие комплексные исследования карбонатной системы вод Черного моря [15–18], в частности анаэробного слоя, показывали значительный рост общей щелочности на глубинах 3300–4400 мкМ при $\sigma_t > 15,9$ кг/м³. Снижение рН, начиная с 30–50 м, также отмечалось в данных исследованиях.

В 2013–2021 гг. Морской гидрофизический институт провел в Черном море 16 комплексных экспедиций в экономической зоне Российской Федерации. На основании полученных данных были опубликованы несколько работ, в которых обсуждались некоторые особенности вертикального распределения отдельных гидрохимических характеристик, в частности кислорода и сероводорода [19, 20], фосфатов [21] и неорганических форм азота [22]. Предлагаемая работа обобщает наиболее важные результаты этих исследований.

Актуальность дальнейших исследований определяется тем, что накапливаются новые данные о гидрохимической структуре морских систем, в том числе Черного моря, которые невозможно объяснить в рамках уже известных представлений и роли отдельных физических и биогеохимических процессов в эволюции морских экосистем.

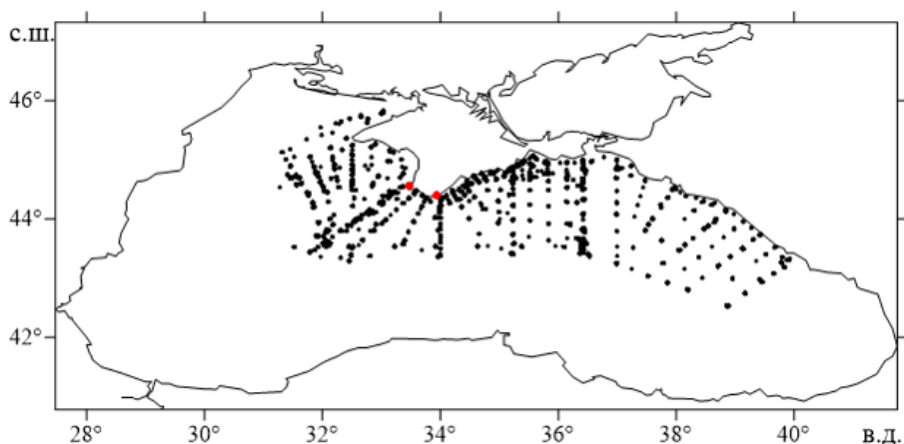
Целью настоящей работы является рассмотрение и обобщение современных данных о гидрохимической структуре вод Черного моря и ее эволюции, в первую очередь в распределении кислорода, сероводорода, соединений азота, фосфора и кремнекислоты, а также о состоянии карбонатной системы (рН и общей щелочности).

Методы и материалы

Район исследования и отбор проб. Данные получены в 2013–2021 гг. в ходе выполнения экспедиционных исследований ФГБУН ФИЦ МГИ, которые проводились на НИС «Профессор Водяницкий» и *Maria M. Merian* (ноябрь

² State of Environment of the Black Sea (2009-2014/5) / Ed. A. Krutov. Istanbul, Turkey : Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC), 2019. 811 p.

2013 г.). Отбор гидрохимических проб на глубоководных станциях проводили на изопикнических поверхностях 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/м³, кассетой из 12 батометров CTD-прибора *Seabird-Electronics*. Схема расположения гидрохимических станций, на которых отбирались пробы на содержание кислорода, сероводорода, биогенных элементов, компонентов карбонатной системы, приведена на рис. 1. На 8 станциях отбор проб на определение содержания сероводорода, кислорода и ионов аммония проводился тремя зондированиями на 37 горизонтах: в двух зондированиях пробы отбирались по глубине от максимального погружения на 2000 м, 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.



Р и с. 1. Суммарная схема станций отбора проб во время рейсов НИС «Профессор Водяницкий» по данным 2013–2021 гг. Красными точками обозначены пункты отбора проб атмосферных осадков для анализа содержания в них биогенных элементов

Fig. 1. Summary scheme of sampling stations during the cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky* in 2013–2021. Red dots indicate the locations of atmospheric precipitation sampling to analyze the content of nutrients

Пробы на содержание кислорода, сероводорода, ионов аммония и нитритов анализировались на борту НИС сразу после отбора. Хранение и транспортировку проб воды для определения фосфатов, кремнекислоты и суммы нитратов и нитритов выполняли в соответствии с требованиями методики и согласно ГОСТ 31861-2012, ГОСТ 17.1.5.05-85. Перед проведением анализа пробы фильтровали через фильтр 450 нм.

Отбор проб атмосферных осадков для оценки их влияния на характеристики поверхностного слоя вод Черного моря осуществлялся в двух пунктах – на метеостанции, расположенной на Павловском мысу (Севастополь), и на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне (обособленное подразделение ФГБУН ФИЦ МГИ в пгт Качивели, Южный берег Крыма) (рис. 1). Пробы отбирались с помощью автоматических осадкосборников, открывающихся с началом осадков и закрывающихся после их окончания,

а также в постоянно открытые осадкосборники для каждого случая выпадения осадков. При отборе проб также фиксировались метеопараметры (относительная влажность воздуха, скорость и направление ветра на момент начала осадков, количество осадков). После отбора пробы атмосферных осадков замораживались в пластиковых банках. В лаборатории проводился химический анализ проб для определения содержания в них неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты по стандартным методикам.

Химические методы анализа. Содержание кислорода определяли методом Винклера, модифицированным в части отбора проб с низким содержанием кислорода в соответствии с методикой [23], концентрацию сероводорода – йодометрическим методом, принимая йодопотребление на изопикне $\sigma_t = 15,8 \text{ кг/м}^3$ за нулевое в соответствии с методикой ¹. За 15 мин до отбора проб мерные колбы для фиксации сероводорода и кислородные склянки с узким горлом продували аргоном.

Для определения концентрации нитритов использовался метод Бендшнайдера и Робинсона ³, ионов аммония – модифицированный метод Сэджи – Солорзано для морской воды [24], чувствительность которого при использовании нитропрусида в качестве катализатора повышается до 0,05 мкМ. Ввиду высокой концентрации ионов аммония пробы с горизонта 500 м и глубже разбавлялись в 10 раз водой, отобранной на той же станции на изопикне $\sigma_t = 15,5 \text{ кг/м}^3$ (где отмечено отсутствие ионов аммония).

Определение содержания фосфатов и кремнекислоты проводили фотометрически по методике [25]. Минимальная определяемая концентрация фосфатов в соответствии с методикой составляет 0,05 мкМ, кремнекислоты – 0,1 мкМ.

Содержание суммы нитритов и нитратов определяли спектрофотометрическим методом согласно методике (РД 52.10.745-2020) на проточном автоанализаторе *Scalar San++* путем восстановления нитратов до нитритов с помощью омедненного кадмия. При минимальной определяемой концентрации нитратов 0,36 мкМ погрешность метода составляет $\pm 0,20 \text{ мкМ}$ (РД 52.10.243-293).

Значение рН измеряли с помощью иономеров И-160, И-160МП с использованием буферных растворов шкалы *NB* ⁴, общую щелочность – методом прямого титрования с потенциометрическим окончанием, титруя 50 мл морской воды 0,02Н раствором соляной кислоты ¹ с использованием высокоточной поршневой бюретки *Metrohm Dosimat 765* и рН-метра *Hanna HI-2215* для определения конечной точки титрования. Все измерения проводили согласно ⁵.

³ Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М. : Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.

⁴ Современные методы гидрохимических исследований океана. М. : ИОАН, 1992. 199 с.

⁵ Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2 / Eds. A. G. Dickson, C. Goyet. Oak Ridge, TN, USA, 1994. 198 p. doi:10.2172/10107773

При построении карт пространственного распределения биогенных элементов и растворенного кислорода в поверхностном слое вод, а также их вертикального распределения в толще вод Черного моря были использованы данные, полученные в весенний, летний и осенний гидрологические сезоны [26]. При построении пространственных распределений, в том числе средних распределений по сезонам, использовалась программа «Гидролог».

Результаты и обсуждение

Для изучения эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря целесообразно рассматривать отдельно поверхностный слой вод (0–5 м), характеризующийся наибольшей пространственной, сезонной и межгодовой изменчивостью, и нижележащие слои, в которых характеристики изменяются в зависимости от окислительно-восстановительных условий при переходе от аэробных к анаэробным.

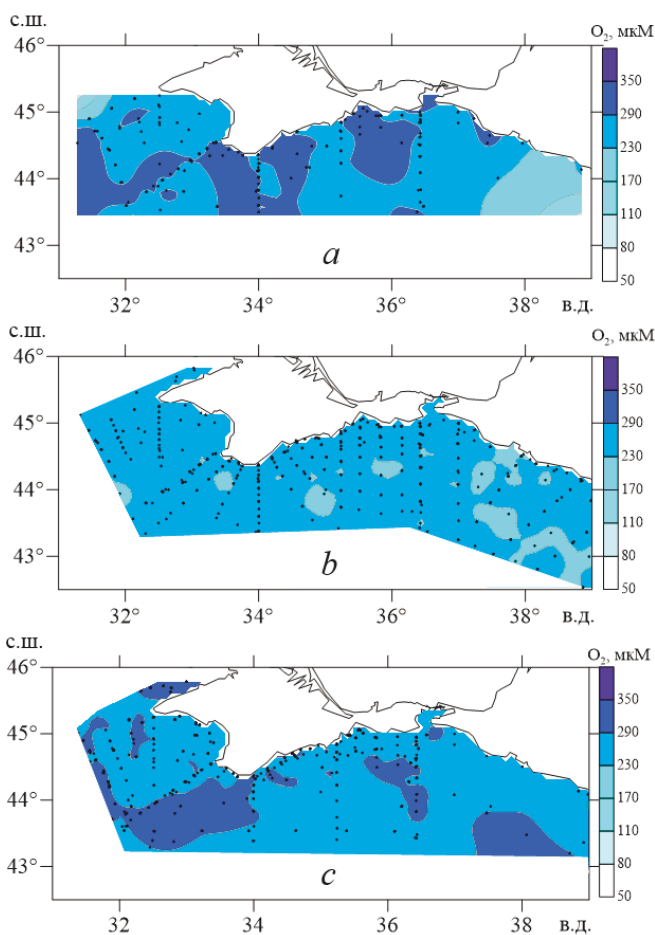
Пространственное распределение гидрохимических параметров в поверхностном слое вод Черного моря.

Растворенный кислород. Весной распределение растворенного кислорода характеризуется значительной пространственной неоднородностью (рис. 2). Как и следовало ожидать, в ранневесенний период его концентрация достигает максимальных значений. Во-первых, это является результатом более высокой растворимости кислорода в морской воде при пониженных температурах. Во-вторых, не только содержание, но и степень насыщения вод кислородом повышается за счет активизации фотосинтеза в этот период, содержание растворенного кислорода максимальное и поверхностный слой вод им перенасыщен (рис. 2, *a*). В начале весеннего периода концентрация кислорода может достигать 328 мкМ, что при температуре поверхностного слоя вод ~ 9°C соответствует 103% насыщения. В поздневесенний период при значительном прогреве поверхностного слоя вод до 22–23°C его концентрация снижается до 277 мкМ, при этом степень насыщения вод кислородом максимальная и достигает 114%. Средняя концентрация кислорода составляет 284 мкМ, что соответствует 105% насыщения.

В летний период за счет прогрева вод в среднем до 24–25°C, способствующего снижению растворимости кислорода и интенсификации процессов окисления органического вещества, приводящих к потреблению кислорода, а также за счет стратификации вод, ограничивающей вертикальный поток кислорода, его содержание снижается до минимальных значений ~ 241 мкМ (рис. 2, *b*), степень насыщения вод кислородом близка к равновесному состоянию (101% насыщения). Локально в отдельных съемках (сентябрь 2018 и 2020 гг.) были отмечены зоны дефицита кислорода (< 80%).

С началом осеннего охлаждения черноморских вод (в среднем до 15–16°C) отмечается увеличение концентраций растворенного кислорода в среднем до 279 мкМ, степень насыщения вод кислородом достигает 100%. Однако в центральной глубоководной части отмечаются его локальные максимумы (до 105% насыщения в октябре 2020 г.) (рис. 2, *c*).

В среднем степень насыщения поверхностных вод кислородом в 2013–2021 гг. изменялась в пределах 100–105%. В отдельных случаях значения могли снижаться до 54–70% насыщения в летний период.



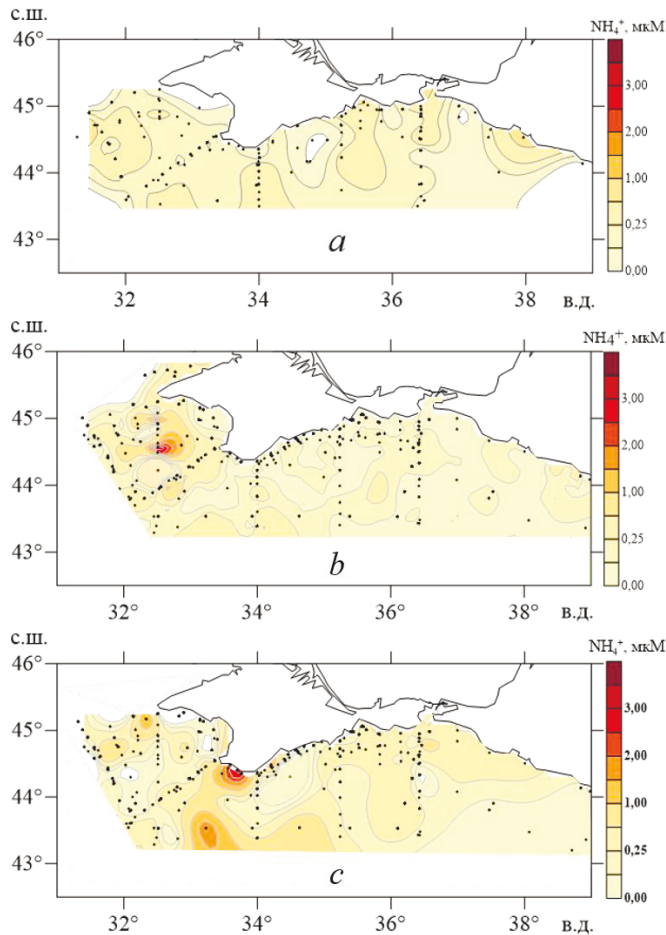
Р и с. 2. Пространственная изменчивость концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое вод Черного моря в весенний (а), летний (b) и осенний (с) периоды

Fig. 2. Spatial variability of the dissolved oxygen concentration in the Black Sea surface layer in spring (a), summer (b) and autumn (c)

Неорганические формы азота. В весенний и летний периоды пространственное распределение ионов аммония было однородным, средние концентрации составляли 0,19–0,22 мкМ. Локальные максимумы содержания аммонийного азота были отмечены в районе севастопольского побережья в осенний период (рис. 3, с) и летом – в районе Севастопольского антициклона (рис. 3, b).

В осенний период характерно максимальное содержание аммонийного азота (рис. 3, с). Концентрации изменялись в диапазоне 0,00–3,23 мкМ при среднем значении 0,32 мкМ. Это, вероятно, обусловлено вертикальным перемешиванием вод и поступлением ионов аммония из нижележащих слоев

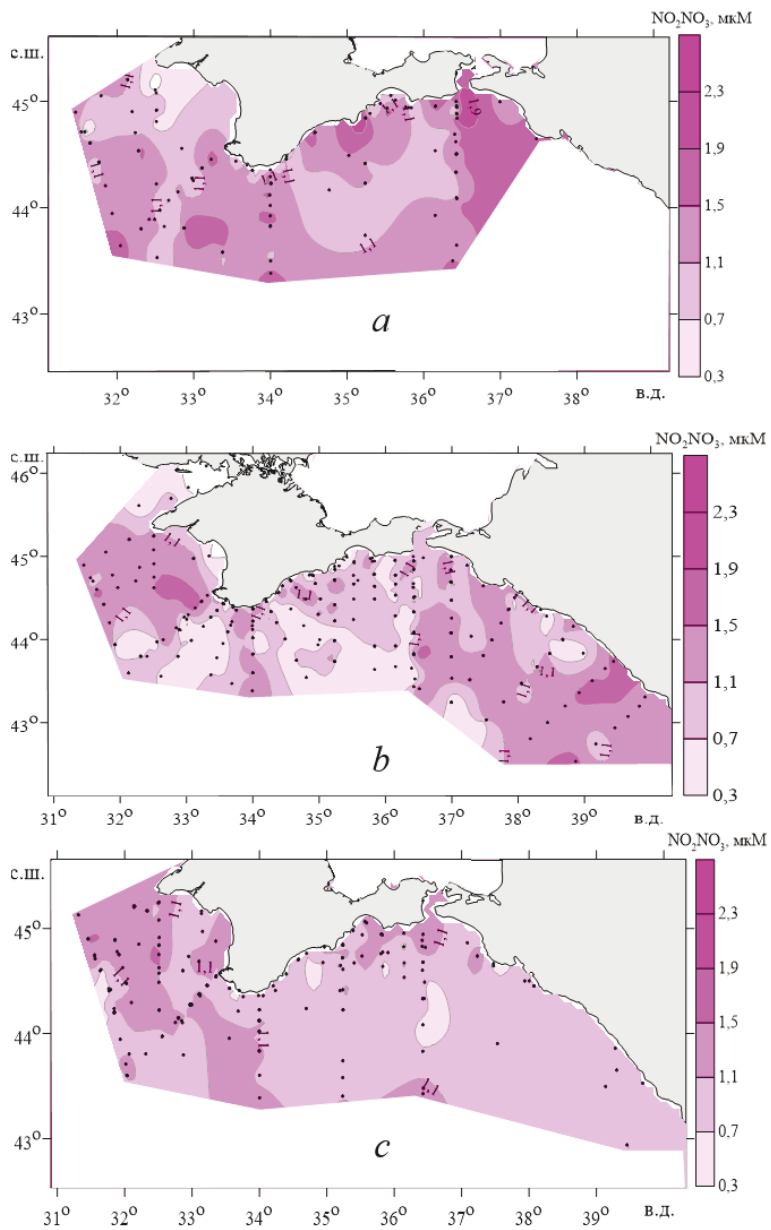
в позднесенний период. Кроме того, ионы аммония являются одним из конечных продуктов окисления органического вещества [22]. Вполне вероятно, что к раннеосеннему периоду происходит накопление ионов аммония в поверхностном слое вод в результате окисления органического вещества в летний период.



Р и с. 3. Пространственная изменчивость концентрации аммонийного азота в поверхностном слое вод Черного моря в весенний (a), летний (b) и осенний (c) периоды
Fig. 3. Spatial variability of the ammonium concentration in the Black Sea surface layer in spring (a), summer (b) and autumn (c)

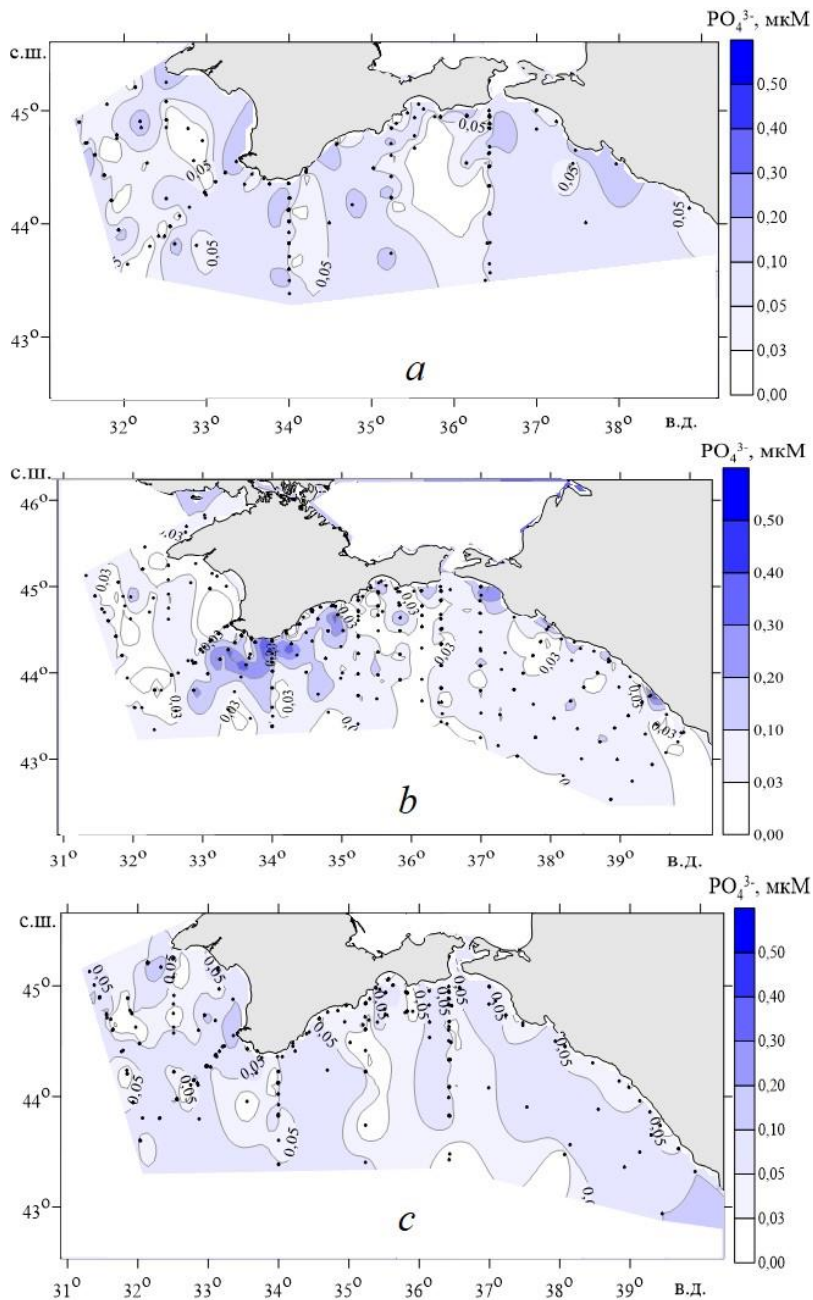
Окисленный азот (сумма нитратов и нитритов) оказался единственным биогенным элементом, содержание которого во все сезоны было относительно постоянным (рис. 4). Так же, как и в распределении растворенного кислорода, наибольшая пространственная неоднородность распределения суммы нитратов и нитритов наблюдалась весной (рис. 4, a). Повышенные концентрации этих форм азота в весенний период были определены в прибрежных районах Евпатории, Судака и Новороссийска, что можно объяснить влиянием берегового стока.

Стоит отметить, что повышенные концентрации этих форм азота как в весенний, так и в осенний период были определены в районе периферии Севастопольского антициклона [27].



Р и с. 4. Пространственная изменчивость концентрации окисленного азота в поверхностном слое вод Черного моря в весенний (a), летний (b) и осенний (c) периоды
Fig. 4. Spatial variability of the oxidized nitrogen concentration in the Black Sea surface layer in spring (a), summer (b) and autumn (c)

Фосфаты и кремниевая кислота. Распределение фосфатов в поверхностном слое вод в весенний период относительно однородно, а их средняя концентрация не превышает 0,1 мкМ (рис. 5).

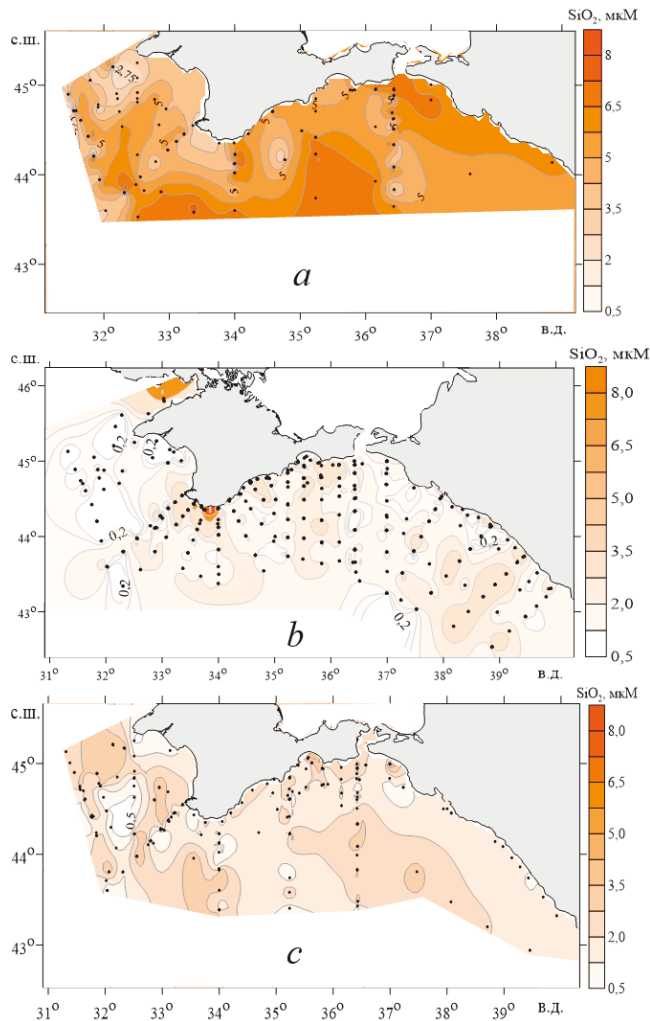


Р и с. 5. Пространственная изменчивость концентрации фосфатов в поверхностном слое вод Черного моря в весенний (*a*), летний (*b*) и осенний (*c*) периоды

Fig. 5. Spatial variability of the phosphate concentration in the Black Sea surface layer in spring (*a*), summer (*b*) and autumn (*c*)

В летний сезон однородность распределения нарушается, в поверхностных водах глубоководной части моря концентрация уменьшается до 0,05 мкМ (рис. 5, *b*), тогда как в прибрежных водах (особенно возле ЮБК) содержание фосфатов превышает 0,3 мкМ. Можно предположить, что такое распределение концентрации вызвано поступлением фосфатов с береговыми источниками, мощность которых увеличивается в период курортного сезона. Снижение концентрации фосфатов в глубоководной части может быть обусловлено их расходом в процессе фотосинтеза и отсутствием поступления из более глубоких слоев вод вследствие устойчивой сезонной стратификации.

К осени (рис. 5, *c*) восстанавливается однородное распределение фосфатов, а также снижаются их концентрации до весеннего уровня ($< 0,1$ мкМ).



Р и с. 6. Пространственная изменчивость концентрации кремнекислоты в поверхностном слое вод Черного моря в весенний (*a*), летний (*b*) и осенний (*c*) периоды

Fig. 6. Spatial variability of the silicic acid concentration in the Black Sea surface layer in spring (*a*), summer (*b*) and autumn (*c*)

В распределении кремнекислоты в весенний сезон можно отметить явное накопление этого биогенного вещества в глубоководной части (до 6,5 мкМ). Причем неожиданным результатом оказались ее меньшие концентрации (2,5–4,5 мкМ) по сравнению с глубоководной частью в местах впадения рек, являющихся основным источником кремния, для которых характерен максимальный сток в весенний период (рис. 6). Единственным прибрежным районом, где наблюдаются концентрации кремнекислоты, сопоставимые с ее значениями в глубоководной части, является район Керченского пролива (6,5 мкМ). Источником кремнекислоты, вероятно, здесь служат воды Азовского моря. Таким образом, преобладающим фактором в пространственном распределении кремнекислоты является динамика вод и вертикальный обмен с нижележащими слоями, в которых происходит ее накопление в зимний период.

В летний сезон среднее содержание кремнекислоты снижается в 3–5 раз по сравнению с зимним периодом (рис. 6, *b*). Локальный максимум концентрации отмечен вблизи побережья пгт Кацевели. Содержание кремнекислоты в глубоководной части моря было минимальным, 1 мкМ и менее. Осенью ее концентрация немного увеличивается по сравнению с летним периодом и достигает 1–3 мкМ (рис. 6, *c*).

Вклад атмосферных осадков в распределение биогенных элементов в поверхностном слое вод. По данным ⁶, в 2019 г. ежегодный вынос неорганического азота с реками в северо-западную часть Черного моря составлял $332,5 \cdot 10^3$ т/год, фосфатов – $17,25 \cdot 10^3$ т/год, кремнекислоты – $603,1 \cdot 10^3$ т/год. С рекой Камчия, расположенной в Болгарии, ежегодно поступает $\sim 3,3 \cdot 10^3$ т/год неорганического азота и $\sim 0,2 \cdot 10^3$ т/год фосфатов. Поступление неорганического азота с реками в российском секторе Черного моря оценивается в $0,8 \cdot 10^3$ т/год, фосфора – в $0,08 \cdot 10^3$ т/год, неорганического азота в районе грузинского побережья – в $1,3 \cdot 10^3$ т/год; реки Турции ежегодно поставляют в Черное море $\sim 40 \cdot 10^3$ т/год общего азота и $\sim 11 \cdot 10^3$ т/год общего фосфора ².

Поток со сточными водами в Черное море ежегодно оценивается в $6,12 \cdot 10^3$ т для неорганического азота и в $2,15 \cdot 10^3$ т для неорганического фосфора. Промышленные источники поступления биогенных элементов ежегодно вносят $1,18 \cdot 10^3$ т неорганического азота и $0,25 \cdot 10^3$ т фосфатов ². Среднее поступление растворенного неорганического азота (сумма нитритов, нитратов и аммония) с атмосферными осадками в районе Крымского побережья составляет $32,0$ мМ/м²·год. Исходя из полученных значений, поток азота с атмосферными осадками на поверхность Черного моря (площадь 429000 км²) может достигать $18,3 \cdot 10^{12}$ мМ/год, или $192 \cdot 10^3$ т/год неорганического азота.

Среднее поступление фосфатов и кремнекислоты с атмосферными осадками в районе Крымского побережья составляет $\sim 0,6$ мМ/м²·год по данным двух пунктов отбора проб. Среднегодовое поступление растворенного фосфора с атмосферными осадками на поверхность Черного моря может достигать $0,78 \cdot 10^{12}$ мМ/год, или $8 \cdot 10^3$ т/год неорганического фосфора. Поток растворенного кремния с атмосферными осадками на поверхность Черного моря составляет $0,26 \cdot 10^{12}$ мМ/год, или $7 \cdot 10^3$ т/год.

⁶ Impact of the rivers on the Black Sea ecosystem / Ed. L. Lazăr. Buchurest, Romania : Editura CD Press, 2021. 225 p.

Обобщенные значения потоков неорганического азота и фосфатов в Черное море из различных источников, согласно опубликованным и нашим данным о поступлении с атмосферными осадками, приведены в таблице.

Поступление биогенных элементов с различными источниками в Черное море
Nutrients from various sources entering the Black Sea

Источник / Source	<i>DIN</i> , 10 ³ т/год / <i>DIN</i> , 10 ³ t/year	<i>P-PO</i> ₄ , 10 ³ т/год / <i>P-PO</i> ₄ , 10 ³ t/year
Речной сток / River discharge	362 (64,5%)	24,0 (69,8%)
Промышленные источники / Industrial sources	1,2 (0,2%)	0,25 (0,7%)
Сточные воды / Sewage waters	6,1 (1,1%)	2,15 (6,2%)
Атмосферные осадки / Atmospheric precipitation	192 (34,2%)	8,00 (23,3%)
Всего / Total	561,3 (100%)	34,4 (100%)

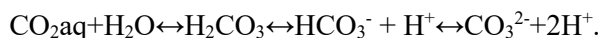
Согласно таблице, речной сток является преобладающим источником поступления неорганического азота и фосфора в Черное море, атмосферные осадки – вторым по мощности. Однако вклад береговых источников, также как и речного стока, в основном оказывает влияние в прибрежных и приустьевых районах. Только ~ 2,2% от общего количества биогенных элементов, поступивших с речным стоком, достигает глубоководной части моря [28]. Одним из источников биогенных элементов в поверхностном слое также является поступление из глубинных холодных вод в процессе апвеллинга [29]. Однако этот источник проявляется в основном летом, когда устойчивая стратификация вод Черного моря способствует ограниченному вертикальному обмену. Исходя из полученных нами данных, можно сделать вывод, что в глубоководных районах атмосферные осадки на синоптических пространственно-временных масштабах могут быть основным источником поступления неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты в поверхностный слой.

Карбонатная система. Одними из основных параметров карбонатной системы являются рН и величина общей щелочности, которые определяются следующим образом [30]:

$$pH = -\log aH^+,$$

$$Alk = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [H_3SiO_4^-] + [HPO_4^{2-}] + 2[PO_4^{3-}] + [OH^-],$$

где aH^+ – величина активности ионов водорода. Значение рН морской воды зависит от содержания в ней углекислого газа и перераспределения его в различные формы угольной кислоты с высвобождением или захватом иона водорода для достижения равновесия [31]:

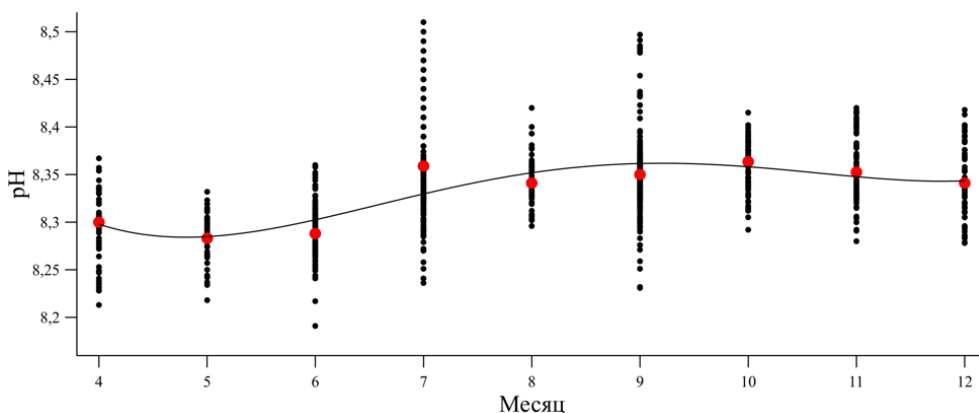


Общая щелочность определяется преимущественно суммарным содержанием гидрокарбонатов и карбонатов и в значительно меньшей степени – производными борной, кремниевой и фосфорной кислот. В анаэробной зоне общая щелочность также в существенной степени определяется вкладом аммиачной и сероводородной составляющих.

Пространственная изменчивость рН в рамках отдельной экспедиции существенно превышает сезонную изменчивость средних значений данной величины. Ее причинами могут быть как природные факторы (гидрологические и гидродинамические процессы, такие как смешение азовских и черноморских вод; локальные биологические аномалии), так и факторы антропогенного характера (терригенные стоки, интенсивное судоходство, промышленная деятельность).

Внутригодовое распределение измерений в поверхностном слое вод показано на рис. 7. Измерения проводились со второй половины апреля до конца декабря.

Внутригодовой ход средних значений рН поверхностных вод северной части Черного моря можно разделить по полугодиям. С июля по декабрь рН практически постоянна и изменяется в пределах 8,34–8,36 ед. (стандартное отклонение 0,01 ед. рН, что не превышает погрешности метода измерений и статистически незначимо). Минимальные средние значения наблюдаются в весенний период, составляя в мае – июне $8,29 \pm 0,01$ ед. рН (рис. 7). Затем рН снова начинает расти, достигая значений второго полугодия.



Р и с. 7. Внутригодовая изменчивость средних (медианных) значений (●) и всех измерений (•) рН поверхностных вод северной части Черного моря по данным 2013–2021 гг.

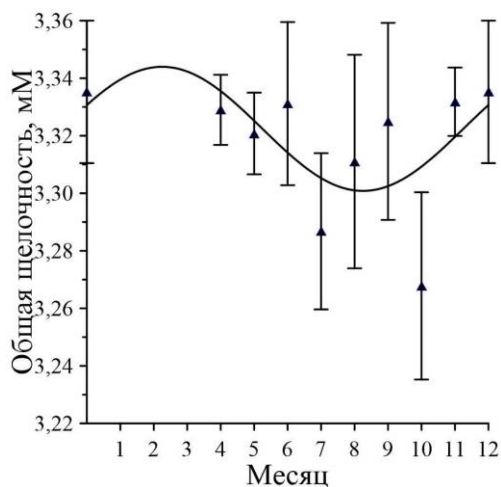
Fig. 7. Intra-annual variability of the average (median) values (●) and all the measurements (•) of pH of surface waters in the northern part of the Black Sea based on the data obtained in 2013–2021

Что касается многолетних изменений, для водородного показателя поверхностных вод северной части Черного моря за исследуемый период (2013–2021 гг.) не выявлено статистически значимой тенденции к понижению или росту, а диапазон пространственно-временных изменений рН составляет 8,29–8,38.

Пространственная изменчивость значений общей щелочности в рамках отдельной экспедиции (117-й рейс НИС «Профессор Водяницкий») под влиянием как природных, так и антропогенных факторов достигала 180 мкМ, не превышая в среднем 90 мкМ. Эти значения в 1,3 раза (2,7 при максимальном разбросе) меньше диапазона изменений сезонных медианных значений. Основными факторами, определяющими различия пространственного распределения общей щелочности, являются поступление карбонатов с речным стоком

в прибрежной части исследуемого района и поступление азовоморских вод, щелочность которых на треть ниже черноморских. Воды Азовского моря при этом, смешиваясь с черноморскими, вследствие меньшей плотности определяют уменьшение щелочности поверхностных вод Черного моря.

Для средних значений общей щелочности поверхностных вод северной части Черного моря сезонная изменчивость характеризуется синусоидальным ходом с минимальными значениями (3,268–3,283 мМ) в летне-осенний период (июль – начало октября) и с максимальными предположительно в зимне-весенний (рис. 8). При этом разница между минимальными и максимальными средними значениями составляет 66 мкМ, что более чем в 10 раз превышает погрешность метода измерений ⁵.



Р и с. 8. Сезонная изменчивость средних (медианных) значений общей щелочности поверхностных вод северной части Черного моря по данным 2013–2021 гг.

F i g. 8. Seasonal variability of the total alkalinity average (median) values of surface waters in the northern part of the Black Sea based on the data obtained in 2013–2021

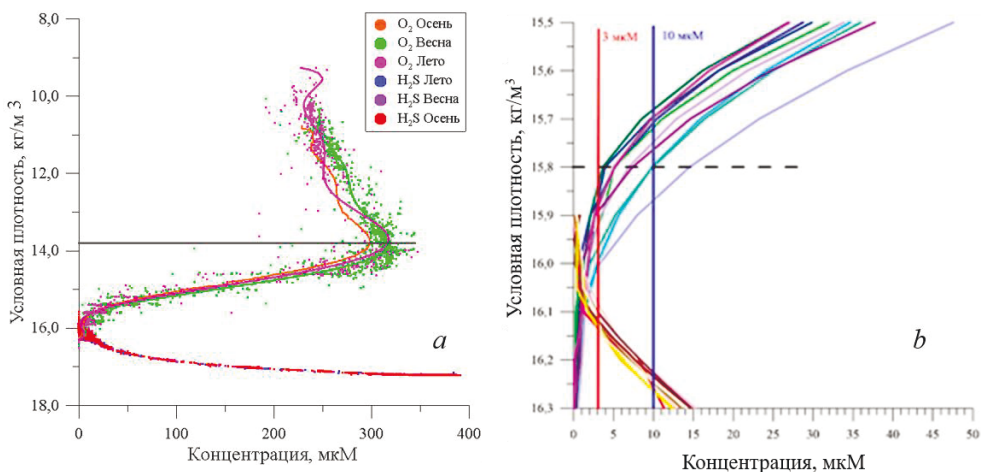
В весенний период щелочность должна определяться вкладом терригенного стока и стоком рек, которые являются основными источниками гидрокарбонатов и карбонатов. Процессы окисления органического вещества имеют невысокую степень влияния на динамику общей щелочности. В летне-осенний период она снижается в результате образования карбоната кальция с выделением углекислого газа [31]:



Вертикальное распределение гидрохимических параметров в 2013–2021 гг.

Кислород и сероводород. На рис. 9 представлены осредненные по натурным данным вертикальные профили кислорода и сероводорода: в водной толще относительно шкалы плотности (рис. 9, а, сплошной линией показано начало окислина, где происходит резкое изменение вертикального градиента концентрации кислорода) и более подробно – в диапазоне $\sigma_t = 15,5–16,3 \text{ кг/м}^3$,

в котором расположены верхние границы субкислородной зоны и появления сероводорода (рис. 9, *b*).



Р и с. 9. Концентрация кислорода и сероводорода по всей водной толще (*a*) и в диапазоне $\sigma_t = 15,5\text{--}16,3$ кг/м³ (*b*) в различные сезоны

F i g. 9. Concentrations of oxygen and hydrogen sulfide throughout the whole water column (*a*) and in the range $\sigma_t = 15,5\text{--}16,3$ kg/m³ (*b*) in different seasons

Начало оксиклина в рассматриваемый период располагалось на изопикнической поверхности $\sim 13,8$ кг/м³ и не было подвержено сезонным изменениям (рис. 9, *a*).

Положение верхней границы субкислородной зоны, определяемой по концентрации кислорода 10 мкМ, меняется от $\sigma_t = 15,7$ кг/м³ до $\sigma_t = 15,9$ кг/м³ (что в шкале глубин соответствует интервалу 40 м). Самое глубокое положение верхней границы субкислородной зоны, $\sigma_t \geq 15,8$ кг/м³, наблюдалось в ноябре и декабре 2017 г., а также в августе 2018 г. Здесь следует отметить, что 2017 г. характеризовался увеличением насыщения кислородом всей водной толщи в период 2009–2019 гг. [32]. Это связано с относительным снижением температуры в 2017 г. и увеличением концентрации кислорода в ХПС по сравнению с предыдущими и последующими годами [33]. Видимо, этот запас кислорода обеспечил заглубление верхней границы субкислородной зоны в ноябре 2017 г.

Вертикальное распределение сероводорода оказалось более изопикничным по сравнению с распределением кислорода, а изосульфида 3 мкМ располагалась в интервале изопикнических поверхностей 16,10–16,15 кг/м³.

Максимальные концентрации сероводорода в Черном море. На 8 глубоководных станциях изучены профили сероводорода в интервале глубин 1750–2000 м. Как известно, в придонных водах глубоководной части Черного моря глубже 1750 м наблюдается однородное распределение гидрологических и гидрохимических характеристик благодаря конвективному перемешиванию за счет тепла, поступающего с донной поверхности [26]. Наибольший интерес

представляют максимальное содержание сероводорода и тенденции его изменения. В частности, в конце прошлого века наблюдалось значительное увеличение концентрации сероводорода с ~ 300 до ~ 390 мкМ в придонном слое вод, после чего его содержание стабилизировалось на уровне 378–387 мкМ [2].

По данным 2017–2019 гг., концентрации сероводорода на глубоководных станциях глубже 1750 м изменялись в пределах 378–385 мкМ и соответствовали представленному выше интервалу. Объединив после статистической проверки ⁷ значения для всех станций в один массив, мы получили, что содержание сероводорода на глубинах > 1750 м в Черном море в настоящий момент составляет 383 ± 2 мкМ.

Неорганические формы азота. Из всех биогенных элементов в Черном море наибольшим разнообразием окислительно-восстановительных форм характеризуются неорганические формы азота – переход от окисленного состояния к восстановленным формам ($\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2 \rightarrow \text{NH}_4^+$), что определяется в первую очередь содержанием растворенного кислорода в водной толще и зависит от особенностей гидрологической структуры [34, 35].

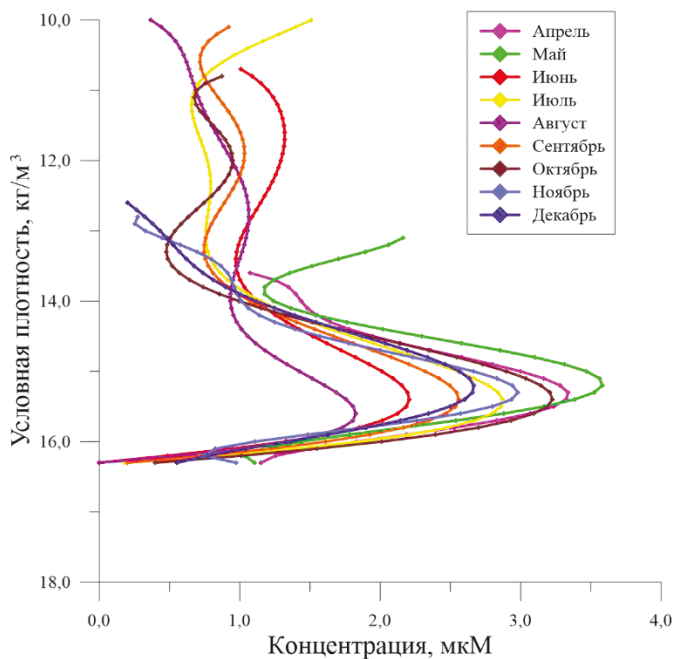
В верхнем продуктивном слое, где происходит фотосинтез, основной формой азота являются нитраты, поскольку образующийся при минерализации ВОВ аммоний и промежуточный продукт его окисления нитриты в присутствии достаточного количества кислорода быстро окисляются (идет процесс нитрификации). Нитратный азот в верхнем продуктивном слое не накапливается, так как используется фитопланктоном в процессе фотосинтеза [32].

С глубиной количество поступающего света уменьшается, фотосинтез ослабляется, содержание растворенного кислорода падает. Однако пока растворенного кислорода хватает для нитрификации, происходит постепенное накопление нитратов, которые не успевают извлекаться фитопланктоном. Это накопление приводит к пику их концентрации, который для Черного моря располагается там, где градиент уменьшающейся концентрации кислорода проходит через максимум, примерно на изопикне $15,5 \text{ кг/м}^3$ [34].

Глубже верхней границы оксиклина содержание нитратов плавно увеличивается по сравнению со слоями, где нет дефицита кислорода (выше $\sigma_t = 14,0 \text{ кг/м}^3$), и достигает максимума на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15,2\text{--}15,5 \text{ кг/м}^3$, что является результатом аэробной деструкции ВОВ. После этого концентрации нитратов с глубиной начинают быстро уменьшаться – при снижении концентрации кислорода ниже < 10 мкМ протекают реакции денитрификации, вследствие чего изымаются нитраты, при этом кислорода уже недостаточно для окисления ионов аммония, поступающих из нижележащих слоев, до нитратов [34–36].

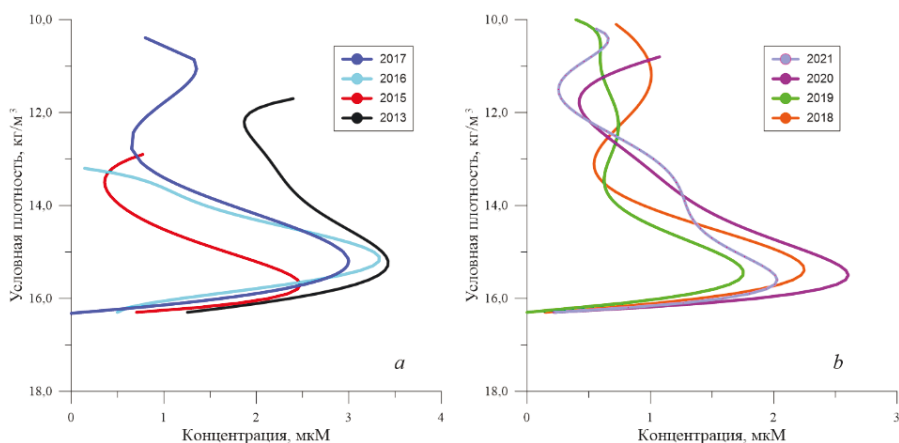
В рассматриваемый период в холодное время года (ноябрь – декабрь) слой максимума нитратов (суммы нитратов и нитритов) в аэробной зоне был несколько ниже, чем в теплые месяцы. При этом минимальный запас окисленного азота в слое максимума наблюдался в августе (рис. 10).

⁷ Севастьянов Б. А. Курс теории вероятностей и математической статистики. Москва-Ижевск : Институт компьютерных исследований, 2019. 272 с.



Р и с. 10. Осредненные вертикальные профили суммы нитратов и нитритов по месяцам
Fig. 10. Averaged vertical profiles of the nitrates and nitrites sum by months

Вертикальное распределение окисленного азота относительно условной плотности (рис. 11) характеризовалось максимальным значением осредненной концентрации в 2013 и 2016 гг., которое составляло 3,0–3,5 мкМ. Запас нитратов в слое максимума был максимальным в период 2013–2017 гг. и находился в диапазоне условной плотности $\sim 13,5\text{--}16,2\text{ кг/м}^3$.

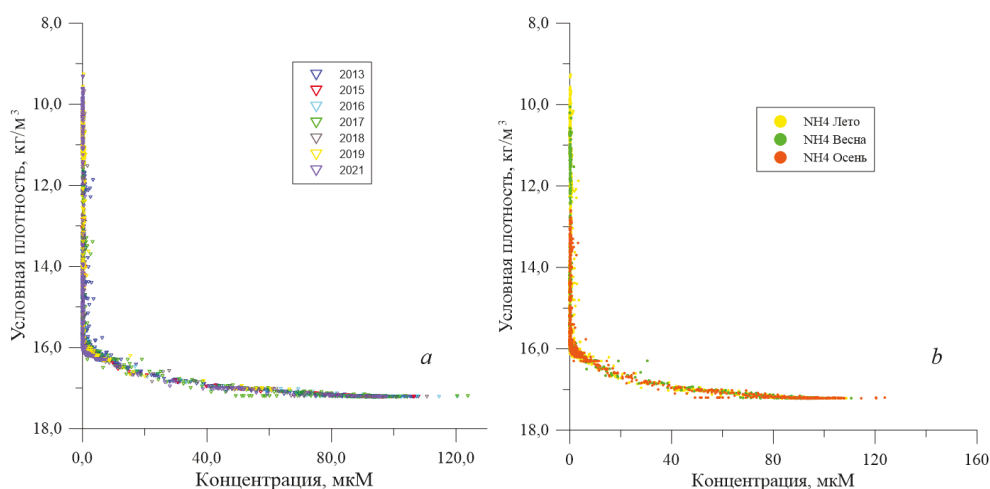


Р и с. 11. Осредненные вертикальные профили суммы нитратов и нитритов в 2013–2017 гг. (a) и 2018–2021 гг. (b)

Fig. 11. Averaged vertical profiles of the nitrates and nitrites sum in 2013–2017 (a) and 2018–2021 (b)

В последующие годы максимальные концентрации суммы нитратов и нитритов отмечались на изопикнических поверхностях $\sim 14,5\text{--}16,0 \text{ кг/м}^3$ (рис. 11, *b*) и составляли $1,8\text{--}2,6 \text{ мкМ}$. Эти значения соответствуют доэвтрофикационным показателям [4], что может указывать на снижение антропогенной нагрузки на экосистему Черного моря.

Концентрация окисленного азота снижается практически до нуля на глубине, соответствующей значению условной плотности $\sim 16,2 \text{ кг/м}^3$. На этой же глубине начинает монотонно увеличиваться концентрация аммонийного азота (рис. 12) до $\sigma_t = 17,0 \text{ кг/м}^3$. В аэробной зоне за счет присутствия кислорода ионы аммония окисляются до нитратов/нитритов, и это определяет их относительно невысокие концентрации в этом слое вод: они редко превышают $0,5 \text{ мкМ}$ и в среднем составляют $\sim 0,22 \text{ мкМ}$. По мере снижения содержания кислорода (в слое $\sigma_t = 15,9\text{--}16,1 \text{ кг/м}^3$) концентрация ионов аммония определяется денитрификацией, что приводит к явному и быстрому росту содержания аммония ниже границы появления сероводорода на изопикне $\sigma_t = 16,1 \text{ кг/м}^3$ (рис. 12, *b*).



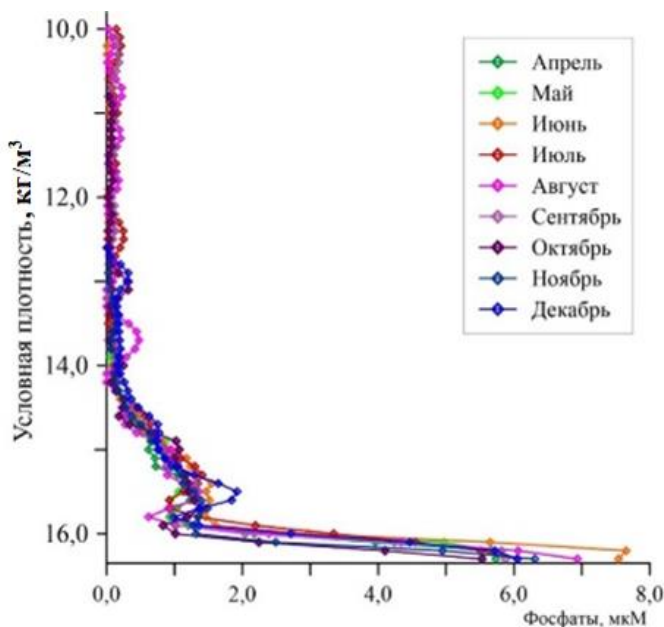
Р и с. 12. Вертикальное распределение аммонийного азота в шкале условной плотности в 2013–2021 гг. (*a*) и по сезонам (*b*)

F i g. 12. Vertical distribution of ammonium on the density scale in 2013–2021(*a*) and by seasons (*b*)

В весенне-летний период, когда наблюдается большой прогрев вод и развивается стратификация, концентрация аммония в аэробной зоне составляет $\sim 0,2 \text{ мкМ}$. С началом осеннего перемешивания вод концентрация аммонийного азота постепенно увеличивается. При этом ее многолетнее и среднесезонное изменение в отличие от нитратного азота в слое вод до границы появления сероводорода остается практически неизменным. Концентрация ионов аммония на глубине ниже 1800 м ($\sigma_t = 17,0\text{--}17,2 \text{ кг/м}^3$) в среднем составляет $\sim 96 \pm 5 \text{ мкМ}$, что согласуется с полученными ранее данными [34, 37].

Фосфаты. Осредненные графики зависимости концентрации фосфатов от условной плотности для разных месяцев в целом были сходны между собой (рис. 13). До значения условной плотности $14,0 \text{ кг/м}^3$ почти во всех случаях

концентрации были близки к аналитическому нулю. Относительно незначительные повышения отмечались в июле и августе (до 0,27 и до 0,47 мкМ соответственно). Причиной такого явления может быть интенсивное развитие планктона в эти месяцы, сопровождающееся как образованием, так и лизисом клеток, в результате чего происходит высвобождение растворимых фосфатов.



Р и с. 13. Осредненные вертикальные профили содержания фосфатов по месяцам согласно данным всех рейсов в 2013–2017 гг.

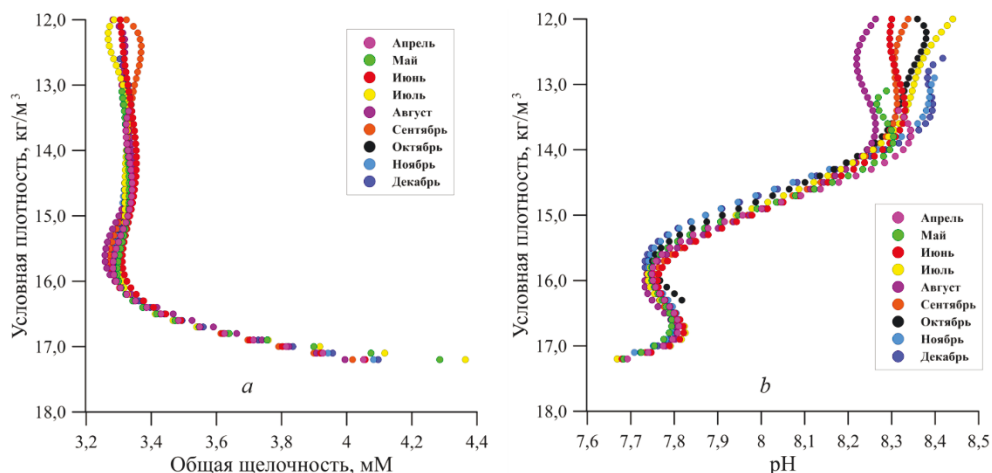
Fig. 13. Averaged vertical profiles of the phosphate content by months based on the data obtained in all the cruises in 2013–2017

Содержание фосфатов после появления оксиклина на $\sigma_t = 14,4\text{--}14,5 \text{ кг/м}^3$ постепенно увеличивается с глубиной, достигая концентраций $> 1 \text{ мкМ}$ на $\sigma_t = 15,5 \text{ кг/м}^3$. Затем концентрация уменьшается и составляет $< 0,5 \text{ мкМ}$ при $\sigma_t = 15,8 \text{ кг/м}^3$, далее монотонно увеличивается до $6,5\text{--}8,0 \text{ мкМ}$ на изопикнической поверхности $16,2 \text{ кг/м}^3$.

Развитие эвтрофикации Черного моря в начале 70-х гг. привело к тому, что максимум фосфатов, который в 1969 г. был расположен на изопикне $16,4 \text{ кг/м}^3$ и достигал 6 мкМ , в 1990 г. поднялся до условной плотности $16,2 \text{ кг/м}^3$ и его значение увеличилось до $\sim 7,5 \text{ мкМ}$ [4, 38, 39]. Аналогичные результаты были получены и в 2013 г., когда максимальная концентрация фосфатов составила $7,5 \text{ мкМ}$. То есть максимальная концентрация фосфатов на границе сероводородной зоны остается практически постоянной.

Карбонатная система. Сезонная изменчивость параметров карбонатной системы северной части Черного моря наблюдается только в верхней части вертикального профиля (рис 14, *a, b*) при значениях условной плотности $< 13 \text{ кг/м}^3$ для общей щелочности и $< 14 \text{ кг/м}^3$ – для pH, что соответствует глу-

бинам < 50 м. Она связана в первую очередь с процессами фотосинтеза и разложения органического вещества, в результате которых из воды изымается или поступает углекислый газ, переходящий в воде в формы гидрокарбонатов и карбонатов. Кроме того, на сезонные изменения pH в поверхностных водах оказывают влияние гидрологические условия (изменения температуры) и поступление карбонатов с речным стоком, а также водообмен с Азовским морем через Керченский пролив.



Р и с. 14. Сезонная изменчивость средних значений вертикальных профилей общей щелочности (а) и pH (b) вод северной части Черного моря по данным 2013–2021 гг.
Fig. 14. Seasonal variability of the average values of the total alkalinity (a) and pH (b) vertical profiles of the northern Black Sea waters based on the data obtained in 2013–2021

При условной плотности > 14 кг/м³ профиль pH имеет неоднократно подтвержденную на протяжении всего периода исследований S-образную форму (рис. 14, b) [18], наличие которой можно объяснить поступлением в глубоководную зону дополнительного углекислого газа в результате окисления органического вещества. В то же время общая щелочность не изменяется до значений условной плотности 16 кг/м³, затем она резко увеличивается (рис. 14, a) за счет нарастания карбонатной щелочности и пропорционального роста аммиачной и сероводородной составляющих. Данный процесс протекает в результате сульфатредукции согласно уравнению ⁸



Заклучение

В работе исследовано пространственно-временное и вертикальное распределение кислорода, сероводорода, характеристик карбонатной системы, а также биогенных элементов в водах Черного моря в три гидрологических сезона – весенний, летний и осенний.

⁸ Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана. Л. : Гидрометеиздат, 1984. 344 с.
 888 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 6 2023

Проведенное исследование показало, что в распределениях концентрации биогенных элементов в поверхностных водах моря проявлялась сезонность: для кремнекислоты было заметно явное накопление к весеннему периоду; особенностью распределения фосфатов была неравномерность для вод глубоководной части моря и прибрежных вод в летний период; нитраты во все сезоны были распределены относительно равномерно. В сезонной изменчивости общей щелочности проявлялся ярко выраженный «синусоидальный» характер с минимумом в летний гидрологический сезон и максимумом в зимний. Минимум рН наблюдался в весенний период.

Отмечено снижение концентрации фосфатов, кремнекислоты и неорганических форм азота по направлению от прибрежных к глубоководным районам Черного моря, что может считаться показателем проявления береговых источников поступления.

Речной сток является преобладающим источником поступления неорганического азота и фосфора, а также гидрокарбонатов в Черное море, атмосферные осадки – второй по мощности источник такого поступления. При этом из полученных нами данных можно сделать вывод, что в глубоководных районах атмосферные осадки на синоптических пространственно-временных масштабах могут быть основным источником поступления неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты в поверхностный слой вод моря.

Расположение верхней границы субкислородной зоны, определяемой по концентрации кислорода 10 мкМ, меняется во времени от $\sigma_t = 15,7 \text{ кг/м}^3$ до $\sigma_t = 15,9 \text{ кг/м}^3$, что в шкале глубин соответствует интервалу ~ 40 м. Вертикальное распределение сероводорода более изопиклично – изосульфида 3 мкМ располагается в диапазоне $\sigma_t = 16,10\text{--}16,15 \text{ кг/м}^3$.

Содержание сероводорода на глубинах > 1750 м в Черном море в настоящий момент составляет 383 ± 2 мкМ.

Вертикальные максимумы нитратов были определены при плотности $\sigma_t = 15,5 \text{ кг/м}^3$. Межгодовое изменение содержания окисленного азота показало снижение абсолютных концентраций в слое максимума до уровня, соответствующего доэвтрофикационным показателям. Запас нитратов был максимальным (3,0–3,5 мкМ) в период 2013–2017 гг. В последующие годы максимальные концентрации нитратов составляли 1,8–2,6 мкМ.

Максимальное содержание фосфатов наблюдалось на границе сероводородной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Black Sea Oceanography: Results from the 1988 Black Sea Expedition / Ed. J. W. Murray. Amsterdam : Elsevier, 1991. P. S655–S1266. (Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers ; vol. 38, suppl. 2).
2. Black Sea Oceanography, Harmful Algal Blooms / Eds. J. W. Murray, P. M. Gilbert, G. C. Pitcher. Rockville, Maryland, U. S. : TOS, 2005. (Oceanography ; vol. 18, no. 2). 262 p.
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](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9)

4. Региональные особенности, устойчивость и эволюция биогеохимической структуры вод Черного моря / Под ред. В. Н. Еремеева, С. К. Коновалова. Севастополь, 2012. С. 273–300.
5. *Кривошея В. Г., Овчинников И. М., Скурта А. Ю.* Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А. Г. Зацепина, М. В. Флинта. М. : Наука, 2002. С. 27–39.
6. *Белокопытов В. Н.* Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 5. С. 33–41.
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.pocan.2018.07.002>
8. *Stevens C. J., David T. I., Storkey J.* Atmospheric nitrogen deposition in terrestrial ecosystems: Its impact on plant communities and consequences across trophic levels // Functional Ecology. 2018. Vol. 32, iss. 7. P. 1757–1769. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.13063>
9. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean / R. A. Duce [et al.] // Science. 2008. Vol. 320, iss. 5878. P. 893–897. doi:10.1126/science.1150369
10. Desert dust and anthropogenic aerosol interactions in the community climate system model coupled-carbon-climate model / N. Mahowald [et al.] // Biogeosciences. 2011. Vol. 8, iss. 2. P. 387–414. <https://doi.org/10.5194/bg-8-387-2011>
11. Influence of atmospheric dry deposition of inorganic nutrients on phytoplankton biomass in the coastal Bay of Bengal / K. Yadav [et al.] // Marine Chemistry. 2016. Vol. 187. P. 25–34. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2016.10.004>
12. Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system / S. C. Doney [et al.] // PNAS. 2007. Vol. 104, no. 37. P. 14580–14585. <https://doi.org/10.1073/pnas.0702218104>
13. Acidification of the coastal Bay of Bengal by aerosols deposition / V. R. Kumari [et al.] // Journal of Earth System Science. 2021. Vol. 130. 223. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01723-x>
14. *Boyd P. W., Mackie D. S., Hunter K. A.* Aerosol iron deposition to the surface ocean – Modes of iron supply and biological responses // Marine Chemistry. 2010. Vol. 120, iss. 1–4. P. 128–143. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2009.01.008>
15. *Goyet C., Bradshaw A. L., Brewer P. G.* The carbonate system in the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S1049–S1068. doi:10.1016/S0198-0149(10)80023-8
16. *Маккавеев П. Н.* Растворенный неорганический углерод и общая щелочность в анаэробных водах Черного моря // Океанология. 1995. Т. 35, № 4. С. 537–543.
17. *Hiscock W. T., Millero F. J.* Alkalinity of the anoxic waters in the Western Black Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1787–1801. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.05.020>
18. *Кондратьев С. И., Медведев Е. В., Коновалов С. К.* Величины общей щелочности и pH в водах Черного моря в 2010–2011 годах // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 4. С. 36–47. doi:10.22449/0233-7584-2017-4-36-47
19. *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. doi:10.22449/0233-7584-2018-5-422-433
20. *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.

21. *Кондратьев С. И., Хоружий Д. С.* Вертикальное распределение форм фосфора в Черном море по экспедиционным данным 2016–2019 годов // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 5. С. 579–590. doi:10.22449/0233-7584-2021-5-579-590
22. *Кондратьев С. И., Вареник А. В., Орехова Н. А.* Неорганические формы азота в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2016–2019 годов // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 2. С. 205–219. EDN FGONIQ. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-205-219
23. *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. doi:10.4319/lo.1965.10.1.0141
24. *Solórzano L.* Determination of ammonia in natural waters by the phenylhypochlorite method // *Limnology and Oceanography*. 1969. Vol. 14, iss. 5. P. 799–801. <https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.5.0799>
25. *Methods of seawater analysis* / Eds. K. Grasshoff, M. Ehrhardt, K. Kremling. Weinheim : Verlag Chemie, 1983. 419 p.
26. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
27. Циркуляция вод в северной части Черного моря летом – зимой 2018 года / Ю. В. Артамонов [и др.] // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 1. С. 69–90. doi:10.22449/2413-5577-2020-1-69-90
28. Nitrogen budget on the shelf and slope area of the Black Sea basin as inferred from modeling experiments / M. Gregoire [et al.] // *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea* / Ed. A. Yilmaz. Ankara, Turkey : TUBITAK, 2003. P. 314–321.
29. *Джиганин Г. Ф., Полонский А. Б., Музылева М. А.* Апвеллинг в северо-западной части Черного моря в конце летнего сезона и его причины // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 4. С. 45–57.
30. *Millero F. J.* The Marine inorganic carbon cycle // *Chemical Reviews*. 2007. Vol. 107, iss. 2. P. 308–341. <https://doi.org/10.1021/cr0503557>
31. *Zeebe R. E., Wolf-Gladrow D.* CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. Amsterdam : Elsevier, 2001. 360 p. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 65).
32. *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>
33. *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. doi:10.22449/0233-7584-2021-2-195-206
34. 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. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.09.008>
35. Nitrogen cycling in the offshore waters of the Black Sea / J. J. McCarthy [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007. Vol. 74, iss. 3. P. 493–514. doi:10.1016/j.ecss.2007.05.005
36. Detection of Transient Denitrification During a High Organic Matter Event in the Black Sea / C. A. Fuchsman [et al.] // *Global Biogeochemical Cycles*. 2019. Vol. 33, iss. 2. P. 143–162. <https://doi.org/10.1029/2018GB006032>
37. *Murray J. W., Kononov S. K., Callahan A.* Nitrogen reactions in the suboxic zone of the Black Sea: new data and models // *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea* / Ed. A. Yilmaz. Ankara, Turkey : TUBITAK, 2003. P. 591–602.

38. Гидрохимические исследования в 33-м рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Колесников» / Л. В. Еремеева [и др.]. Севастополь, 1995. 42 с. (Препринт / МГИ).
39. Nutrients in the western Black Sea area. Spatial and vertical distribution / A. Krastev [et al.] // Proceedings of the 1st Biannual Scientific Conference: Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Istanbul, Turkey, 2006. P. 93–105.

Об авторах:

Вареник Алла Валерьевна, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 3277-7914, ORCID ID: 0000-0001-5033-4576, ResearcherID: H-1880-2014, Scopus Author ID: 56960448000**, alla.varenik@mhi-ras.ru

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**, skondratt@mail.ru

Медведев Евгений Витальевич, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-0624-5319**, eugenemedvedev@mhi-ras.ru

Хоружий Дмитрий Сергеевич, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-1411-1441, Scopus Author ID: 36623812000**, khoruzhiy@mhi-ras.ru


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

Научная статья

УДК 551.465
EDN: RNCPPV

Механизмы изменчивости циркуляции Черного и Мраморного морей на основе численного анализа энергетики

С. Г. Демьшев, О. А. Дымова , Н. В. Маркова

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

Поступила в редакцию 30.05.2023; одобрена после рецензирования 22.06.2023;
принята к публикации 06.09.2023.

Аннотация

Цель. Проанализированы физические механизмы формирования структуры циркуляции в Черном и Мраморном морях на основе численных экспериментов с использованием климатических краевых условий.

Методы и результаты. Для исследования причин формирования особенностей циркуляции использовался энергетический подход, который позволил рассчитать работу сил, действующих на морскую среду. Расположение в одном географическом регионе обуславливает сходство атмосферных условий для Черного и Мраморного морей, а четко выраженная двухслойная стратификация вод в обоих бассейнах связана со значительным перепадом солёности между черноморскими и средиземноморскими водами. Для анализа механизмов изменчивости циркуляции рассмотрены средние и вихревые поля, сформированные под воздействием климатического атмосферного форсинга и рассчитанные по численной модели динамики моря. Количественные оценки влияния ветра, термохалинных потоков на поверхности морей, работы силы плавучести, трения, диффузии выполнены на основе расчета компонентов энергетического цикла Лоренца. Обнаружены общие черты в механизмах мезомасштабной изменчивости и различия в механизмах изменчивости крупномасштабной циркуляции.

Выводы. Основным источником энергии средней циркуляции Черного моря является работа силы ветра, для Мраморного моря доминирующий фактор – работа силы плавучести. Изменчивость вихревой кинетической энергии, характеризующей мезомасштабную динамику, для обоих бассейнов определяется бароклинной неустойчивостью. При этом в Черном море около четверти доступной потенциальной энергии трансформируется в вихревую кинетическую энергию, а в Мраморном – примерно половина.

Ключевые слова: Черное море, Мраморное море, циркуляция, кинетическая энергия, доступная потенциальная энергия, энергетический цикл Лоренца, диссипация, бароклинная неустойчивость, плавучесть, ветровое воздействие


Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2021-0004.

Для цитирования: Демьшев С. Г., Дымова О. А., Маркова Н. В. Механизмы изменчивости циркуляции Черного и Мраморного морей на основе численного анализа энергетики // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 893–908. EDN RNCPPV.

© Демьшев С. Г., Дымова О. А., Маркова Н. В., 2023

Mechanisms of Variability of the Black and Marmara Seas Circulation Based on Numerical Energy Analysis

S. G. Demyshev, O. A. Dymova , N. V. Markova

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

Abstract

Purpose. The study is purposed at analyzing the physical mechanisms of formation of the Black and Marmara seas circulation structures based on the numerical experiments with climatic boundary conditions.

Methods and Results. To investigate the reasons for formation of the circulation features, the energetic approach was applied that permitted to calculate the work of the forces affecting the marine environment. Location in the same geographical region determines similarity of the atmospheric conditions for the Black and Marmara seas, and the clearly pronounced two-layer water stratification in both basins is related to a significant difference in salinity of the Black Sea and Mediterranean waters. To analyze the mechanisms of circulation variability, the mean and eddy fields formed under the impact of climatic atmospheric forcing and calculated using a numerical model of sea dynamics were considered. Wind influence, thermohaline fluxes on the sea surface, buoyancy work, friction, and diffusion were quantitatively assessed based on calculation of the Lorenz energy cycle components. The common features were found in the mechanisms of mesoscale variability, and the differences – in the mechanisms of large-scale circulation variability.

Conclusions. It is shown that the main source of energy for the Black Sea mean circulation is the wind stress work, and as for the Marmara Sea, the dominant factor is the buoyancy work. For both basins, variability of the eddy kinetic energy characterizing the mesoscale dynamics is conditioned by baroclinic instability. At that, about a quarter of the available potential energy in the Black Sea, and about a half of it in the Marmara Sea is transformed into the eddy kinetic energy.

Keywords: Black Sea, Marmara Sea, circulation, kinetic energy, available potential energy, Lorenz energy cycle, dissipation, baroclinic instability, buoyancy, wind stress

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme No. FNNN-2021-0004.

For citation: Demyshev, S.G., Dymova, O.A. and Markova, N.V., 2023. Mechanisms of Variability of the Black and Marmara Seas Circulation Based on Numerical Energy Analysis. *Physical Oceanography*, 30(6), pp. 851-865.

1. Введение

Черное и Мраморное моря представляют собой внутренние бассейны, в которых водообмен с океаном ограничен узкими проливами. Вместе с Азовским морем они составляют так называемый Эвксинский каскад, где структура циркуляции определяется главным образом атмосферным воздействием и водообменом через проливы. Ряд современных работ посвящен численному исследованию динамики вод как всего каскада [1, 2], так и отдельных его бассейнов (например, ¹ [3, 4]), причем основное внимание уделено методикам реконструкции наблюдаемых характеристик циркуляции. Намного меньше исследований, особенно для Мраморного моря, в которых обсуждаются механизмы

¹ Black Sea Physical Reanalysis (CMEMS BS-Currents) (Version 1) : [Data set] / L. Lima [et al.]. CMEMS, 2020. https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTYEAR_PHY_007_004

изменчивости циркуляции и приведены количественные оценки влияния конкретных физических процессов на термохалинную и динамическую структуру вод.

Для анализа механизмов вихреобразования и формирования течений важным инструментом является исследование энергетики циркуляции. Поскольку энергетический баланс позволяет оценить вклады сил в изучаемые процессы, то на основе этих оценок можно определить физические причины формирования и эволюции особенностей циркуляции. Именно этот подход использован в работе [5], где с помощью анализа энергетики бассейнов исследовалось влияние атмосферного форсинга и потоков через проливы в таких полузамкнутых морях, как Средиземное, Красное, Черное и Балтийское. Численный анализ уравнений скорости изменения кинетической и потенциальной энергии для Черного моря представлен в [6–8]. Отдельные элементы бюджета вихревой кинетической энергии Черного моря, рассчитанные по результатам моделирования, рассмотрены в [9].

В публикациях по оценке динамики Мраморного моря на разных временных интервалах отмечается, что ветровое воздействие и потоки через проливы являются доминирующими факторами, определяющими структуру и пространственно-временную изменчивость мезомасштабных особенностей его циркуляции, и описаны некоторые особенности энергетики моря. Так, в [10] показано, что в отдельные годы кинетическая энергия в северной части Мраморного моря может быть сопоставима с энергией входящего из Босфора потока, а дальнейшее направление струи зависит от расположения максимума ветровых напряжений. В недавнем исследовании на основе модели *SHYFEM* [4] было рассчитано, что поток из Босфора формирует в Мраморном море антициклоническую циркуляцию, а вихревая кинетическая энергия достигает высоких значений вблизи струй, выходящих из проливов Босфор и Дарданеллы, а также с подветренной стороны островов. На основе модели, разработанной в Морском гидрофизическом институте (МГИ), в последние несколько лет также были выполнены расчеты циркуляции Мраморного моря, оценивалось влияние потоков импульса через проливы Босфор и Дарданеллы, атмосферных потоков, а также проведен анализ бюджета кинетической энергии [11].

В отличие от работ по Черному морю, в публикациях о динамике Мраморного моря не была оценена взаимосвязь всех компонентов цикла перераспределения различных видов энергии в бассейне (энергетического цикла Лоренца), не определены количественные соотношения между различными видами поступающей и расходуемой энергии. С целью исследования механизмов изменчивости циркуляции внутренних морей с проливами в настоящей работе на примере Черного и Мраморного морей проведено моделирование климатической циркуляции и выполнены расчет и сравнительная оценка энергетических циклов в этих бассейнах. Численный анализ компонентов цикла Лоренца для Мраморного моря представлен впервые.

2. Методы и данные

Численные эксперименты выполнены с использованием нелинейной вихре-разрешающей модели, разработанной в МГИ [12]. Модель построена в декартовой системе координат на базе полной системы уравнений термогидродинамики океана в приближении Буссинеска и гидростатики. Уровень моря вычисляется в предположении выполнения линейаризованного кинематического условия на свободной поверхности, вертикальная скорость – из уравнения неразрывности. Плотность нелинейно зависит от температуры и солёности по формуле Мамаева². В качестве граничных условий на свободной поверхности задаются касательные напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение. На твердых боковых границах ставятся условия скольжения для касательных компонент скорости и отсутствия нормальных потоков импульса, тепла и соли. Трение о дно не учитывается. Модель учитывает сток рек и водообмен через проливы. На жидких участках границы ставятся условия Дирихле, в соответствии с которыми скорость рассчитывается из расходов в реках и проливах, температура и солёность заданы. Вертикальный турбулентный обмен параметризован с использованием приближения Пакановски – Филандера [13]. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии постоянны. Этапы развития модели, особенности численной реализации уравнений и подробное описание модели представлено в [12].

Модель Черного моря

Реконструкция климатической циркуляции Черного моря выполнена при следующих параметрах модели МГИ. Модельный домен представлен равномерной сеткой 698×390 узлов с горизонтальным разрешением 1,64 км, что составляет примерно $(1/48)^\circ$ долготы и $(1/66)^\circ$ широты. Левый нижний узел сетки соответствует точке с координатами $27,34^\circ$ в. д., $40,81^\circ$ с. ш. По вертикали заданы 27 z-горизонтов с глубинами 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 87,5; 100; 112,5; 125; 150; 200; 300; 400; 500; 700; 900; 1100; 1300; 1500; 1700; 2100 м. Батиметрия бассейна построена по данным *EMODnet*³. Шаг по времени составляет 96 с. В соответствии с выводами работы [14] пространственное разрешение модели МГИ 1,64 км позволяет явно воспроизвести мезомасштабные особенности циркуляции, так как эта величина значительно меньше радиуса деформации Россби (15–20 км).

На поверхности моря использованы среднемесячные значения полного потока тепла [15] и потока влаги (разница между осадками и испарением) [16]. Поля касательного напряжения трения ветра построены на каждые сутки по распределениям приземного давления [17]. Заданы среднемесячные расходы воды в устьях рек Дунай, Днепр, Днестр, Сакарья, Кизил-Ирмак, Ешиль-Ирмак, Риони, в Керченском проливе и верхнебосфорском течении [18]. Для выполнения закона сохранения массы в бассейне расход в нижнебосфорском течении вычисляется в предположении равенства нулю суммарного за год рас-

² Мамаев О. И. Т, S-анализ вод Мирового океана. Л. : Гидрометеиздат, 1970. 364 с.

³ European Marine Observation and Data Network. URL: <https://www.emodnet-bathymetry.eu>
(дата обращения: 30.05.2023)

хода воды (сумма расходов рек, проливов и разницы между осадками и испарением). Соленость в устьях рек равна 7 ‰, среднемесячная температура задана по данным атласа [18]. Температура и соленость в нижнебосфорском течении соответствуют среднегодовым характеристикам – 12 °С и 35 ‰ соответственно.

Начальное поле (уровень моря, температура, соленость и горизонтальные скорости) на 1 января климатического года построено путем интерполяции в узлы сетки 1,64 км результатов эксперимента [19], выполненного на сетке 5 км с усвоением климатологических профилей температуры и солености. Отметим, что эксперимент [19] проведен при том же атмосферном форсинге, что и анализируемый расчет. Интегрирование уравнений модели выполнено сроком на один год. Выходными данными модели являются среднесуточные поля уровня, температуры, солености и компонент вектора скорости.

Модель Мраморного моря

Для реконструкции климатической циркуляции Мраморного моря применялась модель МГИ [12], адаптированная для указанного бассейна. Условия Дирихле на жидких границах ставятся в проливах Босфор и Дарданеллы. Климатические значения температуры, солености и скорости в проливах определены согласно данным, приведенным в работах [20, 21]. На свободной поверхности задаются среднемесячные климатические потоки тепла, влаги и среднесуточные касательные напряжения трения ветра, полученные в результате осреднения данных атмосферного реанализа ERA5⁴ за 30-летний климатический период 1991–2020 гг.⁵ Рельеф дна брался аналогичным реализации модели [11].

Расчетный домен расположен между 40,28° и 41,11° с. ш., 26,68° и 29,50° в. д. и содержит 178 × 104 узла, что составляет примерно 1,22 км и 0,83 км в зональном и меридиональном направлениях соответственно. По вертикали заданы 18 z-уровней со значениями глубин от 2,5 до 1100 м (расчетные горизонты 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 100; 150; 300; 500; 700; 900; 1100 м). Шаг по времени равен 30 с.

Начальное поле построено в соответствии с данными работы [11]. Расчет выполнен на несколько годовых периодов с повторяющимися из года в год климатическими атмосферными потоками. Период согласования термодинамических полей Мраморного моря и атмосферных условий отслеживался по эволюции рассчитываемых интегральных характеристик. После выхода решения на квазипериодический режим с годовым периодом (после 1000 модельных суток) полученные трехмерные гидрофизические поля были записаны в качестве климатических.

Энергетический цикл Лоренца

Численные оценки влияния основных физических процессов, таких как термохалинное и ветровое воздействие, диссипация, потоки плавучести

⁴ ECMWF reanalysis v5 (ERA5). URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (дата обращения: 29.10.2023).

⁵ Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм. Женева : ВМО, 2017. 21 с. URL: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=4168 (дата обращения: 17.11.2023).

и неустойчивость течений, на структуру циркуляции выполнены на основе расчета компонентов энергетического цикла Лоренца [22] по формулам

$$\begin{aligned}
 K_m &= \frac{1}{2} \int_V \rho_0 (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) dV, & K_e &= \frac{1}{2} \int_V \rho_0 (\overline{u'^2 + v'^2}) dV, \\
 P_m &= \frac{1}{2} \int_V \frac{g}{n_0(z)} \bar{\rho}^{*2} dV, & P_e &= \frac{1}{2} \int_V \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho^{*2}} dV, \\
 n_0(z) &= \frac{\partial \langle \bar{\rho} \rangle}{\partial z}, & \rho^* &= \rho - \langle \bar{\rho} \rangle,
 \end{aligned} \tag{1}$$

где K_m – кинетическая энергия (КЭ) среднего течения; K_e – вихревая кинетическая энергия; P_m – средняя доступная потенциальная энергия (ДПЭ); P_e – вихревая доступная потенциальная энергия; $\rho_0 = 1000 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$; ρ – локальная плотность; ρ^* – аномалия локальной плотности; $\langle \bar{\rho} \rangle$ – средняя по площади слоя локальная плотность; u и v – зональная и меридиональная компоненты скорости; $\int_V dV$ – интеграл по объему; g – ускорение свободного падения. Штрих обозначает отклонение от среднего по времени, черта над символом – осреднение по времени, для всех величин интервал осреднения равен одному году. Скорости преобразования энергии C между компонентами энергетического цикла можно записать как

$$\begin{aligned}
 C(K_e, K_m) &= \int_V \rho_0 (\overline{u' \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{u} + v' \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{v}}) dV, & C(P_e, P_m) &= \int_V \frac{g}{n_0} \overline{\rho' \mathbf{u}' \cdot \nabla_h \bar{\rho}} dV, \\
 C(P_m, K_m) &= \int_V g \bar{\rho} w dV, & C(P_e, K_e) &= \int_V g \overline{\rho' w'} dV,
 \end{aligned} \tag{2}$$

где \mathbf{u}' – горизонтальные компоненты скорости; w – вертикальная компонента скорости; ∇ – оператор Гамильтона. Для скорости преобразования действительно, что если $C(X, Y) > 0$, то X трансформируется в Y и наоборот. Конверсия энергии между K_m и K_e обусловлена баротропной неустойчивостью, вызываемой сдвигом скорости, а переход энергии из P_m через P_e в K_e – бароклинической неустойчивостью. Работа силы плавучести описывает трансформацию энергии между P_m и K_m .

Генерация энергии G обеспечивается средней и вихревой частями работы силы ветра и потоками плавучести на поверхности моря для КЭ и ДПЭ соответственно

$$\begin{aligned}
 G(K_m) &= \int_S (\bar{\tau}_x \bar{u} + \bar{\tau}_y \bar{v}) dS, & G(K_e) &= \int_S (\bar{\tau}_x 'u' + \bar{\tau}_y 'v') dS, \\
 G(P_m) &= \int_S \frac{g}{n_0(z)} \bar{\rho}^* \bar{Q} dS, & G(P_e) &= \int_S \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho^* Q'} dS,
 \end{aligned} \tag{3}$$

где τ_x, τ_y – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра; Q – поток плавучести на поверхности; $\int_S dS$ – интеграл по площади верхнего слоя.

Диссипативные слагаемые D рассчитываются из уравнений бюджета энергии в предположении, что в среднем за год скорость изменения энергии равна нулю. Отметим, что согласно оценкам слагаемых уравнения скорости изменения КЭ, которое получено как точное следствие дифференциальной постановки задачи (рис. 1 в [7, с. 77]), для климатической циркуляции Черного моря диссипация энергии осуществляется в основном вследствие горизонтального и вертикального внутреннего трения, при этом трение о дно мало. В работе [23] также показано, что учет или неучет трения о дно влияет только на время выхода климатической циркуляции на квазипериодический режим. Поэтому неучет трения о дно, допускаемый в модели МГИ, не приводит к росту кинетической энергии. Условия проведения численных экспериментов таковы, что в среднем за год полная КЭ системы изменяется не более чем на 10 %.

3. Результаты

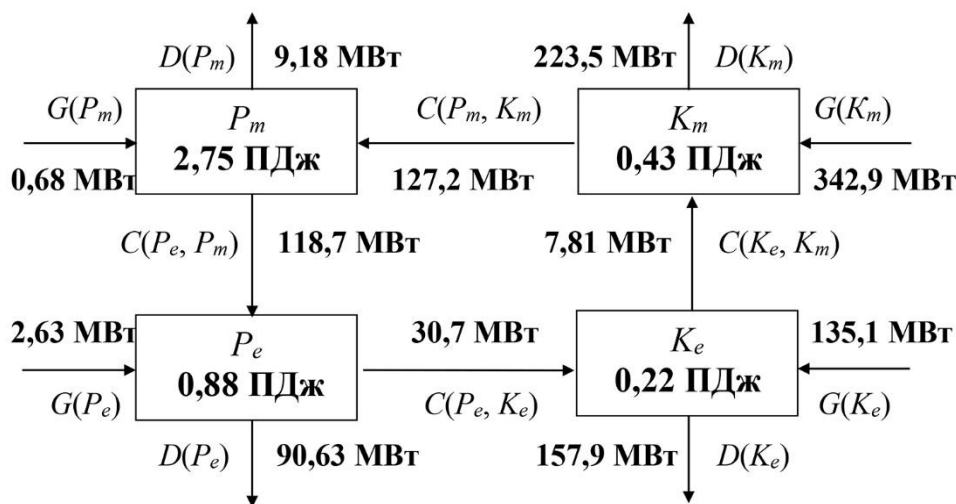
На основе восстановленных полей термогидродинамических характеристик с помощью формул (1)–(3) рассчитаны компоненты энергетического цикла для Черного и Мраморного морей. Предварительные оценки вертикального распределения плотности КЭ и ДПЭ в Черном море показали, что около 80 % средней КЭ и 90 % средней ДПЭ сосредоточены в верхнем 200-метровом слое. Эти данные согласуются с результатами, представленными в работе [18]. Таким образом, в Черном море из верхнего слоя на нижележащие горизонты через вертикальный сдвиг скорости может передаваться не более 20 % КЭ. Значимого потока ДПЭ из верхнего слоя не наблюдается, что связано с ослаблением вертикальных диффузионных процессов и уменьшением потоков плавучести ниже основного пикноклина.

Для Мраморного моря оценки средней КЭ и ДПЭ показали, что плотность КЭ в верхнем 30-метровом слое примерно в 1,5 раза выше, чем в нижележащем (61 и 39 %). Отличие этого соотношения от соотношения для Черного моря можно объяснить наличием в Мраморном море под постоянным пикноклином обратного течения, направленного из Средиземного моря в Черное со скоростью примерно вдвое слабее, чем в верхнем слое. В то же время в Черном море средние скорости с глубиной уменьшаются и под пикноклином их значения на порядок меньше, чем вблизи поверхности. Согласно расчетам плотности средней ДПЭ в Мраморном море, 80 % ДПЭ сосредоточено в верхнем 30-метровом слое. Это объясняется тем, что плотность вод нижнего слоя Мраморного моря обусловлена входящими через пролив Дарданеллы высокосолеными средиземноморскими водами с существенно меньшими вертикальными градиентами.

Таким образом, для обоих морей большая часть как кинетической, так и доступной потенциальной энергии концентрируется именно в верхних слоях, включающих пикноклин.

Энергетический цикл Лоренца для Черного моря

На рис. 1 показан энергетический цикл Лоренца для климатической циркуляции Черного моря (указаны округленные до сотых значения). Компоненты энергетического цикла представлены для верхнего деятельного слоя 0–200 м, включающего главные особенности термохалинной структуры Черного моря [24]: сезонный термоклин (15–20 м), холодный промежуточный слой (30–100 м) и слой основного галоклина (75–150 м). Как видно из рис. 1, полная КЭ климатической циркуляции на 66 % обеспечивается средним течением и 33 % составляют вихревые движения. При этом основным источником КЭ является работа силы ветра – вклад $G(K_m)$ наибольший среди всех источников энергии климатической циркуляции. Качественно этот результат соответствует общепринятым представлениям о том, что именно ветровое воздействие формирует крупномасштабную бассейновую циркуляцию в Черном море [25–27].



Р и с. 1. Схема энергетического цикла Лоренца для климатической циркуляции в верхнем 200-метровом слое Черного моря

F i g. 1. Diagram of the Lorenz energy cycle for climatic circulation in the upper 200-m layer of the Black Sea

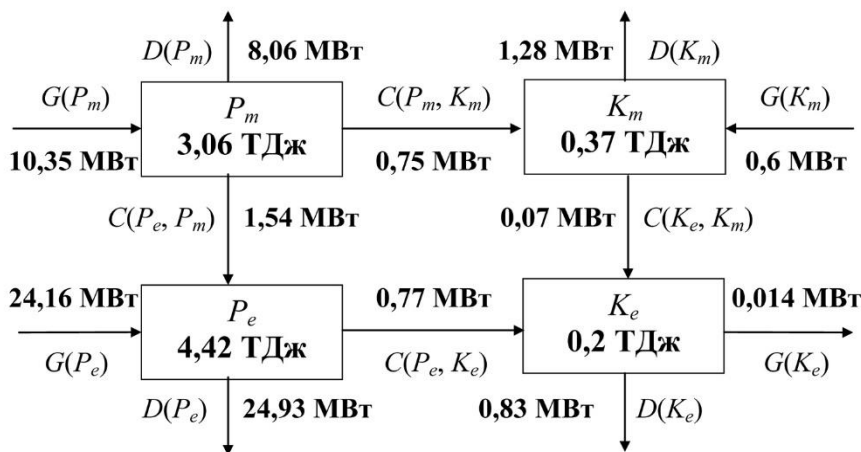
Вихревая КЭ поддерживается двумя источниками – это переменная по времени часть работы силы ветра $G(K_e)$ и бароклинная неустойчивость $C(P_e, K_e)$, однако вклад последней почти в четыре раза меньше вклада от ветра. Поток энергии $C(K_e, K_m)$, обусловленный баротропной неустойчивостью, минимален и направлен из вихревого движения в среднее течение. Это указывает на то, что для квазистационарного режима циркуляции эволюция основных мезомасштабных вихрей Черного моря (Севастопольский и Батумский антициклоны) не связана со средней крупномасштабной циркуляцией.

Средняя крупномасштабная циркуляция поддерживает запас средней ДПЭ, что демонстрирует направление потока $C(P_m, K_m)$. Основная часть этой энергии трансформируется далее в вихревую ДПЭ. Генерационные и диссипа-

тивные вклады в бюджет изменения P_m относительно малы. Величина же потока $D(P_e)$ свидетельствует о том, что почти 74 % поступившей энергии диссипирует вследствие диффузионных процессов. Однако оставшиеся 26 % переходят в вихревую КЭ. Таким образом, для климатической циркуляции в верхнем 200-метровом слое Черного моря процессы бароклинной неустойчивости способствуют трансформации только 26 % имеющейся ДПЭ в КЭ вихревого движения. Если рассмотреть отдельно бюджет K_e , то, как видно из рис. 1, вертикальная диссипация полностью компенсирует приток энергии от ветра ($D(K_e) > G(K_e)$), следовательно, основную роль в эволюции мезомасштабных вихревых движений играет именно бароклинная неустойчивость.

Энергетический цикл Лоренца для Мраморного моря

Аналогично исследованию цикла Лоренца в Черном море, для Мраморного был также выбран верхний слой, включающий поверхностные воды с наиболее активной динамикой и слой постоянного пикноклина. Таким образом, в данном бассейне компоненты климатического энергетического цикла рассчитываются до глубины 30 м. Отдельные энергетические характеристики и сезонная циркуляция этого слоя для реальных атмосферных условий 2008 г. исследованы в [11]. Для климатической циркуляции Мраморного моря схема энергетического цикла Лоренца приведена на рис. 2 (значения округлены аналогично рис. 1).



Р и с. 2. Схема энергетического цикла Лоренца для климатической циркуляции в верхнем 30-метровом слое Мраморного моря

F i g. 2. Diagram of the Lorenz energy cycle for climatic circulation in the upper 30-m layer of the Marmara Sea

Соотношение компонентов энергетического цикла показывает, что вклад КЭ среднего течения в климатическую циркуляцию Мраморного моря составляет примерно 65 % и еще 35 % обеспечивается энергией вихревого движения. В отличие от Черного моря, где основным источником КЭ является ветер, наибольший вклад в генерацию средней КЭ Мраморного моря вносит работа силы плавучести (56 %), превышая влияние ветрового воздействия (44 %).

Вихревая КЭ поддерживается двумя источниками: преобразованием КЭ среднего течения (баротропная неустойчивость) и трансформацией ДПЭ (бароклинная неустойчивость), причём вклад последней доминирует и составляет 91 %. Потоки энергии, пополняющие бюджет вихревой КЭ, почти полностью диссипируют вследствие внутреннего вертикального трения (98 %) и ещё 2 % теряются из-за трения ветра, когда направление пульсаций ветра противоположно направлению пульсаций скорости течения.

Генерационные и диссипативные составляющие бюджета P_m и P_e превалируют. Дополнительные оценки слагаемых $G(P_m)$ и $G(P_e)$ без учета влияния проливов показали, что в этом случае происходит существенная (примерно на два порядка) недооценка величины притока энергии. Таким образом, основной вклад в генерацию ДПЭ вносят потоки через проливы Босфор и Дарданеллы. Поступающая средняя ДПЭ частично расходуется на работу силы плавучести (7 %), а частично переходит в вихревую ДПЭ вследствие бароклинной неустойчивости (15 %), остальная часть диссипирует. Поток $C(P_e, P_m)$ является наибольшим по абсолютной величине среди скоростей преобразования энергии на рис. 2. Анализ показывает, что в бюджете вихревой ДПЭ на фоне взаимной компенсации $G(P_e)$ и $D(P_e)$ около 50 % потока $C(P_e, P_m)$ преобразуется в вихревую КЭ.

Нужно отметить, что слагаемые бюджетов изменения средней и вихревой ДПЭ по абсолютной величине на порядок больше, чем КЭ, а конверсия энергии из ДПЭ обеспечивает основной приток как в K_m через работу силы плавучести, так и в K_e вследствие бароклинной неустойчивости. Таким образом, в верхнем слое Мраморного моря климатическая циркуляция формируется в большей степени путем трансформации ДПЭ, генерируемой потоками через проливы. Потоки плавучести, формируемые термохалинным атмосферным форсингом, мало значимы в энергетическом балансе Мраморного моря. Данное заключение согласуется с результатами работы [28], где показано, что реалистичная циркуляция формируется даже без учета атмосферного форсинга, но при задании потоков через проливы.

4. Обсуждение

Полученные качественные и количественные оценки энергетического цикла Лоренца для климатической циркуляции верхнего деятельного слоя Черного моря с физической точки зрения можно интерпретировать следующим образом. Основным источником энергии Черного моря является ветровое воздействие. Циклоническая завихренность поля ветра формирует крупномасштабный циклонический круговорот. Как видно из рис. 3, зоны экстремальных значений вклада от ветра и КЭ среднего течения совпадают.

Примерно 2/3 поступившей энергии от ветра диссипирует в результате вертикального трения, а оставшаяся часть преобразуется в среднюю ДПЭ. То есть в среднем за год циклоническое вращение вод поддерживает плотностную стратификацию с подъемом более плотных вод в центре моря и опусканием распредельных на периферии бассейна. По сравнению с притоком энергии от среднего течения вклад термохалинного форсинга на поверхности моря в изменчивость ДПЭ незначителен. В результате действия процессов бароклинной неустойчивости около четверти ДПЭ трансформируется в вихревую КЭ.

При этом вследствие взаимной компенсации компонентов, описывающих генерацию и диссипацию вихревой КЭ, изменчивость мезомасштабной циркуляции определяется процессами бароклинной неустойчивости.

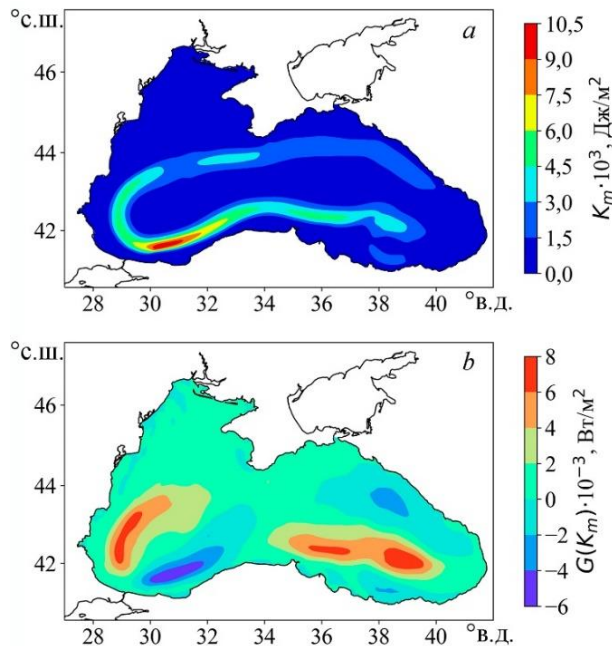


Рис. 3. Пространственное распределение кинетической энергии среднего течения (а) и вклада работы силы ветра (б)

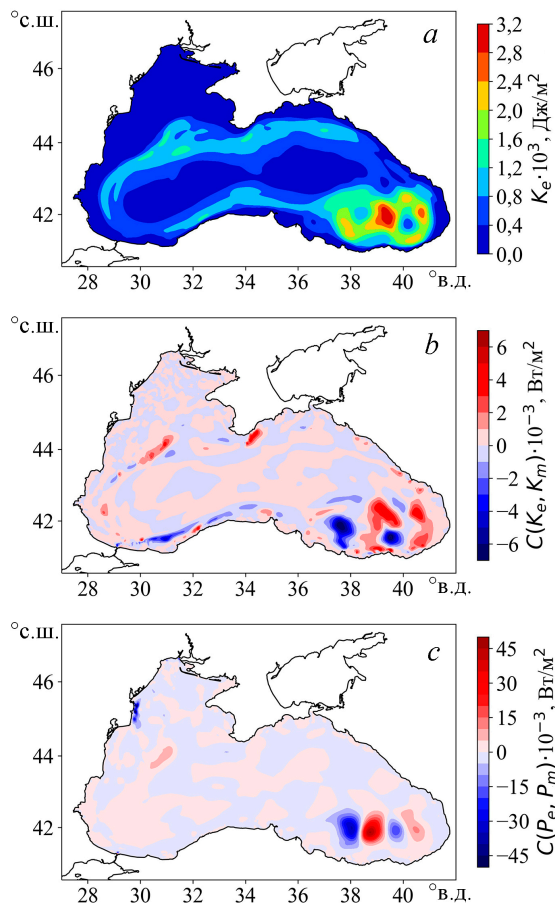
Fig. 3. Spatial distribution of the mean current kinetic energy (а) and the wind stress work (б) contribution

На рис. 4 представлены пространственные распределения проинтегрированных по вертикали величин K_e , $C(K_e, K_m)$ и $C(P_e, P_m)$. Как видно, максимальная вихревая КЭ локализована в зоне стационарирования Батумского антициклона (юго-восточный угол моря на рис. 4, а). Здесь же наблюдается область наиболее интенсивного энергообмена вследствие процессов баротропной (рис. 4, б) и бароклинной (рис. 4, в) неустойчивости. При этом экстремальные значения параметра $C(P_e, P_m)$ примерно в семь раз больше, чем $C(K_e, K_m)$.

Как следует из диаграммы на рис. 2, в Мраморном море среднее течение поддерживается вкладами работы силы ветра и силы плавучести. На рис. 5 показаны распределения полей средней ДПЭ, средней работы силы ветра и силы плавучести, проинтегрированные в верхнем 30-метровом слое.

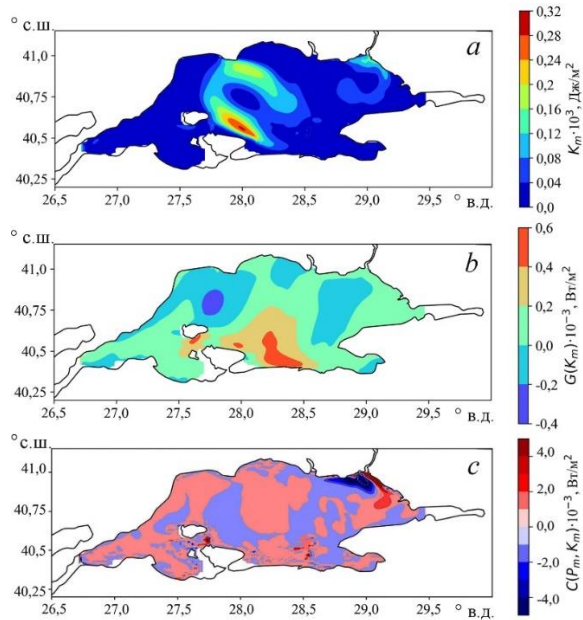
Как видно, повышенные значения K_m севернее $40,75^\circ$ с. ш. (рис. 5, а) соответствуют зоне положительных значений $C(P_m, K_m)$ (рис. 5, в). В области максимума K_m к северо-востоку от п-ова Капыдагы (центральная часть южного побережья) наблюдаются повышенные значения $G(K_m)$ (рис. 5, б), которые при этом по абсолютной величине примерно на порядок меньше вклада работы силы плавучести. Рис. 2 и 5 свидетельствуют, что климатическая циркуляция

в верхнем слое Мраморного моря в большей степени носит градиентный характер. Интенсивная трансформация ДПЭ не только в районе проливов, но и в центральной части моря, по-видимому, связана с перепадом высоты уровня [29], а также со значительной разницей в солёности вод [20, 21] между Черным и Средиземным морями.



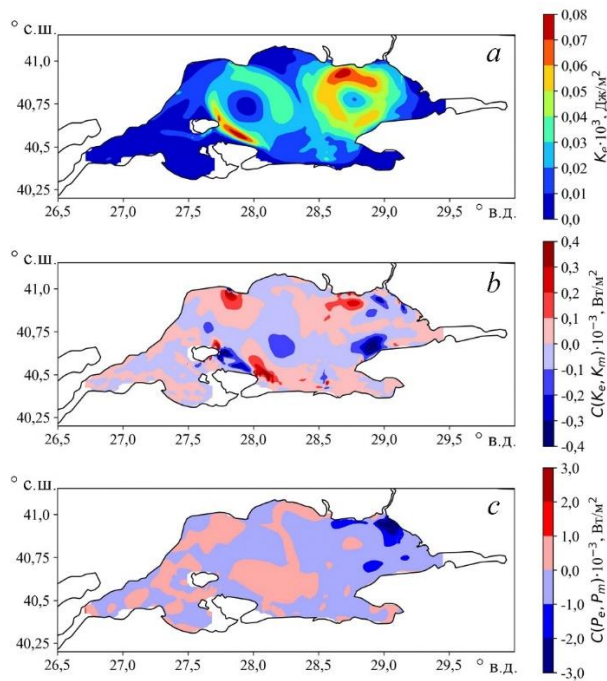
Р и с. 4. Пространственное распределение вихревой кинетической энергии (а), вкладов баротропной (b) и бароклинной (c) неустойчивости
F i g. 4. Spatial distribution of the eddy kinetic energy (a), and the barotropic (b) and baroclinic (c) instability contributions

Вихревая КЭ, характеризующая мезомасштабную изменчивость, пополняется вследствие преобразования энергии в результате баротропной и бароклинной неустойчивости. При этом в Мраморном море, так же как и в Черном, трансформация энергии из доступной потенциальной в вихревую кинетическую на порядок превышает приток энергии от среднего течения. На рис. 6 представлены карты проинтегрированных по вертикали K_e , $C(K_e, K_m)$ и $C(P_e, P_m)$. На рис. 6, а четко выражены два максимума K_e : к юго-западу от Босфора и к северо-востоку от п-ова Капыдагы.



Р и с. 5. Пространственное распределение кинетической энергии среднего течения (a), вкладов работы силы ветра (b) и работы силы плавучести (c)

F i g. 5. Spatial distribution of the mean current kinetic energy (a) and the contributions of wind stress work (b) and buoyancy work (c)



Р и с. 6. Пространственное распределение вихревой кинетической энергии (a), вкладов баротропной (b) и бароклиной (c) неустойчивости

F i g. 6. Spatial distribution of the eddy kinetic energy (a), and the barotropic (b) and baroclinic (c) instability contributions

Как видно из рис. 6, *c*, вихревая энергия (а следовательно, и мезомасштабная изменчивость) в восточной части моря обусловлена трансформацией ДПЭ ($C(P_e, P_m) < 0$). Второй максимум K_e формируется соизмеримыми по величине вкладами $C(K_e, K_m)$ и $C(P_e, P_m)$. Сопоставление рис. 5, *a*, *b*, *a* и *b*, *a* и *b* показывает, что область вблизи п-ова Капыдагы – это зона наиболее интенсивной передачи энергии от среднего течения в вихри.

5. Заключение

В работе проведена численная оценка энергетического цикла Лоренца в Черном и Мраморном морях. Реконструкция циркуляции в обоих бассейнах выполнена с высоким пространственным разрешением на основе численной вихреразрешающей модели МГИ. Для выявления общих механизмов изменчивости циркуляции внутренних морей с ограниченным водообменом рассмотрена динамика вод в слое от поверхности до нижней границы основного пикноклина, формируемая в условиях климатического атмосферного форсинга. Физическая интерпретация представленных оценок энергетического цикла согласуется с известными из литературы гидрофизическими особенностями рассматриваемых морей.

Несмотря на геоморфологические различия между бассейнами, в обоих случаях соотношение между средней и вихревой КЭ составляет около 65 и 35 % соответственно от полной КЭ. При этом обнаружены общие черты в механизмах мезомасштабной изменчивости и различия в механизмах изменчивости крупномасштабной циркуляции. Так, основным источником энергии средней циркуляции Черного моря является работа силы ветра, а Мраморного моря – работа силы плавучести. Другими словами, если в Черном море структура среднего течения определяется напрямую внешним (ветровым) воздействием, то в Мраморном море – внутренним перераспределением ДПЭ, поддерживаемой поступлением вод с разными термохалинными характеристиками через проливы. Анализ показал, что в Мраморном море скорость изменения средней ДПЭ, обусловленная водообменом через проливы, на два порядка больше скорости изменения под влиянием атмосферного воздействия.

Скорость изменения вихревой КЭ, характеризующей мезомасштабную изменчивость, для обоих бассейнов определяется бароклинной неустойчивостью. При этом приток энергии в вихри вследствие баротропной неустойчивости на порядок меньше как в Черном, так и в Мраморном море. Отметим, что в результате действия процессов бароклинной неустойчивости в Черном море около четверти ДПЭ трансформируется в вихревую КЭ, а в Мраморном – примерно половина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stanev E. V., Grashorn S., Zhang Y. J. Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean Seas system // *Ocean Dynamics*. 2017. Vol. 67, iss. 8. P. 1003–1025. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1071-2>
2. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели / А. И. Мизюк [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 5. С. 496–510. EDN ХНЗХАР. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-496-510>

3. Система морских ретроспективных расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик Азовского моря и Керченского пролива / Н. А. Дианский [и др.] // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг. 2020. Т. 2, № 5. С. 131–140. EDN GBWEBF. <https://doi.org/10.23885/2500-123X-2020-2-5-131-140>
4. Modeling of the Turkish Strait System Using a High Resolution Unstructured Grid Ocean Circulation Model / М. Пикач [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9, iss. 7. 769. <https://doi.org/10.3390/jmse9070769>
5. *Cessi P., Pinardi N., Lyubartsev V.* Energetics of Semienclosed Basins with Two-Layer Flows at the Strait // Journal of Physical Oceanography. 2014. Vol. 44, iss. 3. P. 967–979. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0129.1>
6. *Stanev E. V.* On the mechanisms of the Black Sea circulation // Earth-Science Reviews. 1990. Vol. 28, iss. 4. P. 285–319. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90052-W](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-W)
7. *Демьшев 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.
8. *Павлушин А. А., Шапиро Н. Б., Михайлова Э. Н.* Энергетические переходы в двухслойной вихреразрезающей модели Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 3. С. 201–219. EDN JMCPHB. doi:10.22449/0233-7584-2019-3-201-219
9. *Пузина О. С., Кубряков А. А., Мизюк А. И.* Сезонная и вертикальная изменчивость энергии течений в суббездомасштабном диапазоне на шельфе и в центральной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 1. С. 41–56. EDN COEHRO. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-1-41-56>
10. Circulation of the Turkish Straits System between 2008–2013 under complete atmospheric forcings / А. Aydogdu [et al.] // Ocean Science. 2018. Vol. 14, iss. 5. P. 999–1019. <https://doi.org/10.5194/os-14-999-2018>
11. *Демьшев С. Г., Довгая С. В.* Анализ сезонных энергетических характеристик динамики верхнего слоя вод Мраморного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 509–524. EDN MBKNOV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-5-509-524>
12. *Демьшев С. Г.* Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 137–149. EDN OOWHLL.
13. *Pacanowski R. C., Philander S. G. H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, iss. 11. P. 1443–1451. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2)
14. Оценки параметров краевых внутренних волн в Черном море / В. М. Грузинов [и др.] // Труды Государственного океанографического института. 2018. Вып. 219. С. 205–226. EDN XSEMDZ.
15. *Ефимов В. В., Тимофеев Н. А.* Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. Обнинск : ВНИИГМИ-МЦД, 1990. 236 с.
16. *Staneva J. V., Stanev E. V.* Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // Oceanologica Acta. 1998. Vol. 21, iss. 3. P. 393–417. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80026-1](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80026-1)
17. *Дорофеев В. Л., Коротаев Г. К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрезающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 1. С. 52–68. EDN YXQYNN.
18. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова, Э. Н. Альтмана. СПб. : Гидрометеоздат, 1991. 428 с.

19. Демьшев С. Г., Иванов В. А., Маркова Н. В. Анализ климатических полей Черного моря ниже основного пикноклина, полученных на основе усвоения архивных данных по температуре и солености в численной гидродинамической модели // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 1. С. 3–15. EDN VOAIVZ.
20. The circulation and hydrography of the Marmara Sea / S. T. Besiktepe [et al.] // Progress in Oceanography. 1994. Vol. 34, iss. 4. P. 285–334. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90018-3)
21. Запелов А. С. Сезонная изменчивость вертикальных распределений температуры и солености в Мраморном море // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 78–84. EDN KUHKB.
22. Lorenz E. N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // Tellus. 1955. Vol. 7, iss. 2. P. 157–167. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v7i2.8796>
23. Пузина О. С., Мизюк А. И. Исследование влияния придонного трения на крупномасштабную циркуляцию Черного моря на основе численного моделирования // Комплексные исследования Мирового океана : Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. Севастополь : ФГБУН МГИ, 2019. С. 145–146. EDN YKWNFQ.
24. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
25. Oguz T., Malanotte-Rizzoli P., Aubrey D. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1995. Vol. 100, iss. C4. P. 6845–6863. <https://doi.org/10.1029/95JC00022>
26. 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.
27. 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>
28. Sannino G., Sözer A., Özsoy E. A high-resolution modelling study of the Turkish Straits System // Ocean Dynamics. 2017. Vol. 67, iss. 3–4. P. 397–432. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1039-2>
29. Alpar D., Yuçe H. Sea-level variations and their interactions between the Black Sea and the Aegean Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1998. Vol. 46, iss. 5. P. 609–619. <https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0285>

Об авторах:

Демьшев Сергей Германович, заведующий отделом теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 1848-2350, ORCID ID: 0000-0002-5405-2282, ResearcherID: C-1729-2016, Scopus Author ID: 57862712800, demyshev@gmail.com**

Дымова Ольга Алексеевна, старший научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 7565-1082, ORCID ID: 0000-0003-4036-2447, ResearcherID: P-9669-2015, Scopus Author ID: 6508381809, olgdymova@mhi-ras.ru**

Маркова Наталья Владимировна, старший научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 3625-6866, ORCID ID: 0000-0002-7123-6657, ResearcherID: Q-2638-2017, Scopus Author ID: 57198013260, n.v.markova@mail.ru**

Артамонова А. В., Козлов И. Е. Вихри в Норвежском и Гренландском морях по данным спутниковых РСА в летний период 2007 года	1 .. 120
Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В., Никольский Н. В. Синоптическая изменчивость температуры воды у берегов Крыма летом 2022 года по данным контактных и спутниковых измерений	6 ... 851
Ахтямова А. Ф., Травкин В. С. Исследование фронтальных зон Норвежского моря.....	1 ... 67
Бакуева Я. И., Кубрякова Е. А., Кубряков А. А. Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла <i>a</i> в различных регионах Южной Атлантики по спутниковым данным	1 ... 31
Бердников С. В., Кулыгин В. В., Дашкевич Л. В. Причины стремительного роста солености воды Азовского моря в XXI веке	6 ... 760
Букатов А. А. Влияние ледового сжатия на скорости волновых течений при нелинейном взаимодействии волновых гармоник.....	3 ... 314
Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М. Влияние речного стока на вертикальную стратификацию плотности восточных арктических морей Чукотского и Бофорта	4 ... 467
Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А. Региональные особенности плотности стратификации вод и характеристик внутренних волн в арктических морях.....	6 ... 779
Вареник А. В., Кондратьев С. И., Медведев Е. В., Хоружий Д. С., Орехова Н. А. Характеристики состояния и эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря.....	6 ... 867
Василенко Н. В., Алескерова А. А., Кубряков А. А., Мизюк А. И., Станичный С. В. Распространение черноморских вод в акватории Азовского моря по спутниковым данным и модели <i>NEMO</i>	4 ... 528
Гуров К. И., Гурова Ю. С., Орехова Н. А. Физико-химические характеристики придонных, поровых вод и донных отложений шельфа северо-восточной части Черного моря.....	4 ... 497
Демьшев С. Г., Дымова О. А., Маркова Н. В. Механизмы изменчивости циркуляции Черного и Мраморного морей на основе численного анализа энергетики	6 ... 893
Демьшев С. Г., Дымова О. А., Миклашевская Н. А. Особенности изменчивости плотности доступной потенциальной энергии и работы силы плавучести в верхнем 300-метровом слое Черного моря по результатам численного моделирования	3 ... 384
Демьшев С. Г. Нелинейные инварианты дискретной системы уравнений динамики моря в квазистатическом приближении	5 ... 557
Дивинский Б. В., Фомин В. В., Косьян Р. Д., Дьяков Н. Н. Климатические спектры колебаний уровня Азовского моря.....	5 ... 584
Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Анализ долговременной изменчивости гидродинамических полей в верхнем 200-метровом слое Черного моря на основе результатов реанализа.....	5 ... 617
Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Влияние параметризации вертикальной турбулентной диффузии на результаты моделирования динамики биомассы фитопланктона в глубоководной части Черного моря	2 ... 266
Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда.....	4 ... 421
Запевалов А. С. Влияние асимметрии и групповой структуры морских волн на генерацию инфразвука морской поверхностью	2 ... 177

Каледина А. С., Башмачников И. Л. Характеристики плотностных инверсий в Гренландском море в холодный сезон за 1993–2019 годы.....	1 ... 21
Калинская Д. В., Папкина А. С. Изменчивость коэффициента яркости в условиях пылевого переноса по данным спутника <i>Sentinel-3</i> на примере Черного моря и Севастополя	3 ... 399
Капустина М. В., Зимин А. В. Изменчивость характеристик апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря в первые два десятилетия XXI века.....	6 ... 797
Ковалев Д. П., Ковалев П. Д. Особенности волновых процессов в Южно-Курильском проливе по данным наблюдений.....	4 ... 478
Козловская О. Н., Кременчуцкий Д. А., Шибецкая Ю. Г., Разина В. А., Бежин Н. А. Распределение ^{228}Ra и ^{226}Ra в поверхностном слое вод Черного моря.....	6 ... 831
Кокоулина М. В., Куркина О. Е., Талипова Т. Г., Куркин А. А., Пелиновский Е. Н. Особенности средноклиматических характеристик внутренних волн в Японском море на основе атласа <i>WOA18</i>	5 ... 599
Кондратьев С. И., Вареник А. В., Орехова Н. А. Неорганические формы азота в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2016–2019 годов	2 ... 205
Кориненко А. Е., Малиновский В. В. Натурные исследования геометрических размеров обрушений гравитационных волн	6 ... 814
Королёв Ю. П. Оценка эффективности экспресс-метода оперативного прогноза на примерах перуанского (2007 года), чилийских (2010, 2014 и 2015 годов) цунами	3 ... 342
Кочергин В. С., Кочергин С. В., Скляр С. Н. Вычисление компонент полного потока в моделях ветрового движения жидкости	3 ... 299
Кременчуцкий Д. А., Гурова Ю. С. Факторы формирования пространственного распределения природных и техногенных радионуклидов в донных отложениях Камышовый бухты, Севастополь.....	5 ... 692
Кузнецов А. С., Иващенко И. К. Особенности формирования вдольбереговой циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма.....	2 ... 189
Латушкин А. А., Пономарев В. И., Салюк П. А., Фрей Д. И., Липинская Н. А., Шкорба С. П. Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»	1 ... 52
Малахова Т. В., Артёмов Ю. Г., Хурчак А. И., Решетник Л. В., Федирко А. В., Егоров В. Н. Исследование суточной динамики вертикального распределения метана в аэробной зоне Черного моря в комплексе с акустическими исследованиями звукорассеивающих слоев.....	2 ... 249
Маньковский В. И., Маньковская Е. В. Характеристики взвеси в Южном океане в районе 20° восточной долготы по измерениям индикатрис рассеяния света	3 ... 371
Мизюк А. И., Пузина О. С., Коротаев Г. К. Особенности водообмена через Керченский пролив по результатам численного моделирования циркуляции с высоким пространственным разрешением	2 ... 139
Мысленков С. А., Платонов В. С. Оценка качества моделирования скорости ветра и высоты волн в Карском море с использованием моделей <i>COSMO-CLM</i> и <i>WAVEWATCH III</i>	1 ... 84
Новотрясов В. В., Сергеев А. А., Павлова Е. П. Аномальная изменчивость вызванных тайфуном Лайнрок инерционных колебаний шельфовых вод залива Петра Великого в августе – сентябре 2016 года	2 ... 234
Очередник В. В., Зацепин А. Г. Цуги короткопериодных внутренних волн на шельфе Черного моря по данным измерений кластера термокос	5 ... 650

Павлушин А. А. Особенности и причины пространственной неоднородности потоков механической энергии в Черном море	3 ... 328
Петренко Л. А., Козлов И. Е. Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период	5 ... 631
Погребной А. Е. Оценка параметров внутренних волн в Арктике по данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой	1 ... 106
Родин А. А., Родина Н. А., Трусова А. Ю., Пелиновский Е. Н. Фазовые сдвиги при встречном взаимодействии волн на мелкой воде	3 ... 289
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	2 ... 157
Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Тенденции и региональные особенности изменчивости термических условий северо-восточной части Тихого океана севернее 30°с. ш. в последние четыре десятилетия	4 ... 448
Самодуров А. С., Чухарев А. М., Казаков Д. А., Павлов М. И., Коржуев В. А. Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные исследования и моделирование	6 ... 735
Тихонова Е. А., Гуров К. И., Соловьёва О. В. Особенности распределения углеводородов в донных отложениях Стрелецкой бухты (Черное море)	5 ... 671
Толстикова А. В., Галахина Н. Е., Белевич Т. А., Усов Н. В., Здоровеннов Р. Э. Результаты экспедиционных исследований Онежского залива Белого моря в сентябре 2019 года.....	4 ... 512
Шевченко Г. В., Ложкин Д. М. Пространственно-временная изменчивость результирующего длинноволнового излучения на поверхности северо-западной части Тихого океана по данным реанализа ERA5.....	3 ... 359
Шевченко Г. В., Частиков В. Н., Цхай Ж. Р. Особенности океанологических условий как предпосылка формирования кормовой базы серых китов в Морском нагульном районе (северо-восточный шельф острова Сахалин).....	5 ... 708
Шокурова И. Г., Пластун Т. В., Касьяненко Т. Е., Станичная Р. Р., Крашенинникова С. Б., Симонова Ю. В. Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма	4 ... 435
Юровская М. В. Набор данных о ветре и волнении для изучения тропических циклонов.....	2 ... 220
Яровая Д. А., Ефимов В. В. Баланс энергии в полярном мезоциклоне над Баренцевым морем	1 ... 5

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»: мфж.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 03.12.2023 г. Дата выхода в свет 26.12.2023 г. Формат 70 × 108^{1/16}.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отг. 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