

ISSN 0233-7584

Том 40, № 4

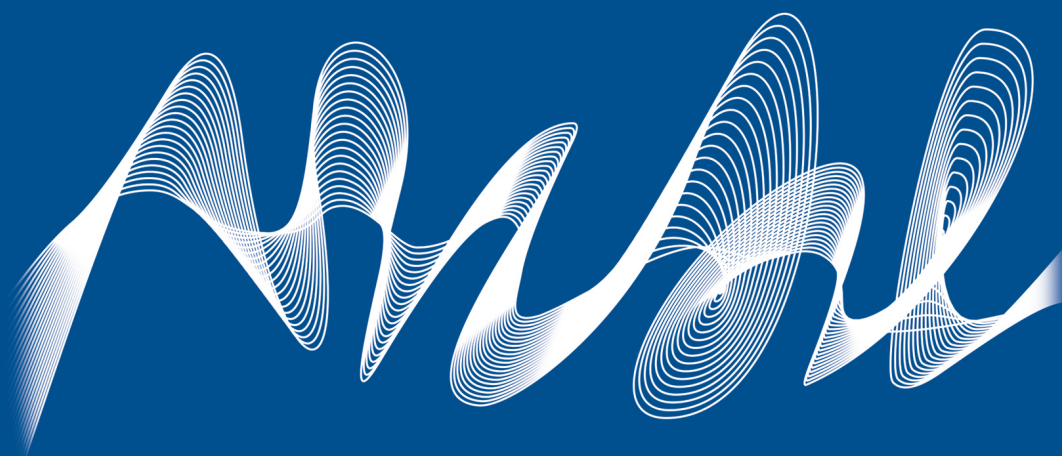
Июль – Август

2024



Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф



ISSN 0233-7584

Том 40, № 4. 2024

Июль – Август

Сквозной номер выпуска – 238

Основан в январе 1985 года

Выходит 6 раз в год

16+

Vol. 40, no. 4. 2024

July – August

Continuous issue – 238

Founded in January 1985

Publication frequency:

6 issues per year

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from

Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:

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

Scientific and theoretical journal

FOUNDER AND PUBLISHER:

Federal State Budget Scientific
Institution Federal Research Centre
“Marine Hydrophysical
Institute of RAS”

Журнал включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки)

Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)

Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны

Журнал включен в **Russian Science Citation Index (RSCI)** (1-й квартиль)

Журнал включен в «Белый список» Протоколом заседания Межведомственной рабочей группы по формированию и актуализации «Белого списка» научных журналов (Протокол ДА/3855-пр от 20.10.2022 г., Приложение 1)

Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus**
Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)

Журнал размещен в каталоге научной периодики РИНЦ на платформе научной электронной библиотеки eLibrary.ru. Киберленинка

Является членом Crossref

Плата за публикацию статей не взимается

Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru

Сайт журнала: mifjz.rf

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, главный научный сотрудник 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 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, главный научный сотрудник, д. г. н., ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Севастополь, Россия)
- Гертман Исаак** – глава департамента Израильского океанографического и лимнологического исследовательского центра, руководитель Израильского морского центра данных, к. г. н., ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Хайфа, Израиль)
- Грязин Дмитрий Геннадиевич** – зав. отделом, главный метролог АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», д. т. н., профессор кафедры мехатроники ИТМО, Scopus Author ID: 25638150600 (Санкт-Петербург, Россия)
- Деметрашвили Демур Ильич** – зав. сектором математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы, Институт геофизики им. М. Нодия Тбилисского госуниверситета им. Ив. Джавахишвили, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Тбилиси, Грузия)
- Добролюбов Сергей Анатольевич** – декан географического факультета МГУ, академик 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 Валериановна** – 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. Шишова РАН, главный научный сотрудник, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Москва, Россия)
- Зодиатис Джордж** – старший научный сотрудник Лаборатории прибрежных и морских исследований Института прикладной и вычислительной математики Фонда исследований и технологий – Эллада, Ph.D., ResearcherID: J-3032-2013 (Ираклион, 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)
- Кудрявцев 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, заместитель академика-секретаря Отделения наук о Земле РАН – руководитель Секции океанологии, физики атмосферы и географии, научный руководитель ЮНЦ РАН, научный руководитель ММБИ КНЦ РАН, академик РАН, д. г. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Ростов-на-Дону, Россия)
- Римский-Корсаков Николай Андреевич** – зам. директора по направлению Морская техника ФГБУН ИО им. П. П. Шишова 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. Konovalov** – 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, Chief Scientist Researcher of 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 ISR "AEROCOSMOS", academician of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0002-2049-6176 (Moscow, Russia)
- Demuri I. Demetralashvili** – Head of the sector of mathematical modeling of geophysical processes of sea and atmosphere, 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, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ResearcherID: A-9688-2012 (Moscow, Russia)
- Grigory 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)
- Dmitry G. Gryazin** – Head of Department, Chief Metrologist of SRC of the "Concern CSRI Elektropribor" JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics of 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)
- 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, Deputy academician-Secretary of the Department of Earth Sciences of Supervisor of RAS – Head of the Oceanology, Atmospheric Physics and Geography Section, Scientific Supervisor of SSC of RAS, Supervisor of MMBI KSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)
- Nikolay 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, Chief Research Associate 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 Laboratory of Coastal and Marine Research of the Institute of Applied and Computational Mathematics, for Research and Technology Foundation – Hellas, Ph.D. (Oceanol.), ResearcherID: J-3032-2013 (Heraklion, Crete, Greece)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 40, № 4. 2024

июль – август, 2024

ТЕРМОГИДРОДИНАМИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

- Шокуров М. В., Краевская Н. Ю.** Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор)..... 493

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

- Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Никольский Н. В.** Климатическая структура и внутригодовая изменчивость температурных фронтов на поверхности океана в районе Патагонского шельфа..... 514
- Горячкин Ю. Н., Лазоренко Д. И., Фомин В. В.** Динамика аккумулятивного берега в условиях воздействия поперечного гидротехнического сооружения 534
- Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Моисеева Н. А., Скороход Е. Ю., Калмыкова Д. В., Суторихин И. А., Кириллов В. В.** Сравнительная оценка биооптических показателей вод в акваториях с различным трофическим статусом..... 556

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Малиновский В. В., Кориненко А. Е.** Исследование формы обрушений ветровых волн по видеозаписям морской поверхности 576

АВТОМАТИЗАЦИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

- Грязин Д. Г., Глеб К. А.** Перспективный генератор электрической энергии для автономных морских станций 588
- Жук Е. В., Маркова Н. В.** Геоинформационная система для анализа скоростей дрейфа буев-профилемеров *Argo* на примере Черного моря..... 611



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

CONTENTS

Vol. 40, no 4. 2024

July – August, 2024

THERMOHYDRODYNAMICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

- Shokurov M. V., Kraevskaya N. Yu.** Sea breeze circulation: Theory and two-dimensional simulation (Review) 493

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

- Artamonov Yu. V., Skripaleva E. A., Nikolsky N. V.** Climatic structure and intra-annual variability of temperature fronts on the ocean surface in the Patagonian shelf region 514
- Goryachkin Yu. N., Lazorenko D. I., Fomin V. V.** Dynamics of accumulative coast under the influence of transverse hydraulic structure 534
- Churilova T. Ya., Efimova T. V., Moiseeva N. A., Skorokhod E. Yu., Kalmykova D. V., Sutorikhin I. A., Kirillov V. V.** Comparison of bio-optical properties of optically complex waters with different trophic status 556

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

- Malinovsky V. V., Korinenko A. E.** Investigation of the wind wave breaking shapes using the sea surface video records 576

AUTOMATION OF RESEARCH OF SEAS AND OCEANS

- Gryazin D. G., Gleb K. A.** An advanced electric power generator for offshore autonomous stations 588
- Zhuk E. V., Markova N. V.** Geoinformation system for *Argo* floats drift assessment: The Black Sea case 611



All the materials of the journal are available under Creative
Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)

Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор)

М. В. Шокуров, Н. Ю. Краевская ✉

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

Поступила в редакцию 25.10.2023; одобрена после рецензирования 13.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Бризовая циркуляция представляет собой распространенное мезомасштабное явление вблизи берегов водоемов. Однако на данный момент опубликовано небольшое количество обзорных работ на эту тему. Поэтому целью данной работы стало дополнение существующих обзоров по бризу путем обобщения имеющихся сведений о влиянии на бризовую циркуляцию интенсивности нагрева воздуха вблизи поверхности суши, стратификации атмосферы, синоптического фонового ветра и силы Кориолиса.

Методы и результаты. Представлен обзор результатов работ, в которых используются теоретические методы исследования, а именно линейная теория и двумерное численное моделирование. Вначале бризовая циркуляция рассматривается в рамках линейной теории. Затем представлено техническое описание двумерных моделей и рассмотрены особенности бриза, полученные с их использованием. На основе обзора опубликованных работ рассмотрено влияние на бризовую циркуляцию четырех основных факторов: потока тепла, стратификации, фонового ветра и силы Кориолиса.

Выводы. В рамках линейной теории бризовая циркуляция представляет собой внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода. Влияние фонового синоптического ветра на линейную бризовую циркуляцию в зависимости от однородности его профиля по вертикали приводит к асимметрии циркуляции относительно берега и ограничению бриза по высоте. Важной чертой бризовой циркуляции в нелинейном режиме, полученной с использованием численного моделирования, является формирование распространяющегося по поверхности гравитационного течения. В нелинейном режиме существует достаточно четкая зависимость скорости распространения фронта гравитационного течения от его высоты. Основным проявлением влияния фонового ветра на гравитационное течение является изменение высоты течения, вследствие чего формируется стационарное или быстро распространяющееся течение. Как в рамках линейной теории, так и в нелинейном режиме вследствие влияния силы Кориолиса формируется вдольбереговая компонента скорости, что приводит к уменьшению перпендикулярной к береговой черте компоненты скорости.

Ключевые слова: бризовая циркуляция, линейная теория, численное моделирование, внутренние гравитационные волны

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014.

Для цитирования: Шокуров М. В., Краевская Н. Ю. Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 493–513. EDN VUWUEJ.

Sea Breeze Circulation: Theory and Two-Dimensional Simulation (Review)

M. V. Shokurov, N. Yu. Kraevskaya ✉

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

✉ krayevskaja_n@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. Sea breeze circulation is a common mesoscale phenomenon near the coasts of water bodies. However, at the moment, a number of the published review papers on this topic remain small. Therefore, the purpose of the work is to complement the existing reviews on sea breezes by generalizing the available knowledge on the influence of air heating intensity near the land surface, atmosphere stratification, synoptic background wind and the Coriolis force upon the sea breeze circulation.

Methods and Results. An overview of the results of studies involving the theoretical research methods, namely linear theory and two-dimensional numerical modeling, is presented. At first, the sea breeze circulation is considered within the framework of linear theory. Further, a technical description of two-dimensional models and the breeze features obtained applying these models are presented. The published works having been reviewed made it possible to consider the influence of four main factors (heat flux, atmosphere stratification, background wind and the Coriolis force) upon the breeze circulation.

Conclusions. Within the framework of linear theory, the breeze circulation represents an internal inertial-gravity wave with a daily period. Depending on the uniformity of vertical profile of the background synoptic wind, its influence on the linear sea breeze circulation leads to the asymmetry of circulation relative to the coast and to limitation of the breeze height. In a nonlinear regime, the important feature of breeze circulation obtained by applying numerical simulation consists in formation of a gravity current propagating over the surface. The nonlinear regime implies a fairly clear dependence of the velocity of gravity current front propagation on its height. The main manifestation of the background wind influence upon the gravity current is the change in its height that results in formation of a stationary or rapidly spreading current. Due to the Coriolis force influence, both within the framework of linear theory and in the nonlinear regime, an along-coastal velocity component is formed that leads to a decrease of the velocity component perpendicular to the coastline.

Keywords: sea breeze circulation, linear theory, numerical simulation, internal gravity waves

Acknowledgment: The investigation was carried out within the framework of the theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0014.

For citation: Shokurov, M.V. and Kraevskaya, N.Yu., 2024. Sea Breeze Circulation: Theory and Two-Dimensional Simulation (Review). *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 447–466.

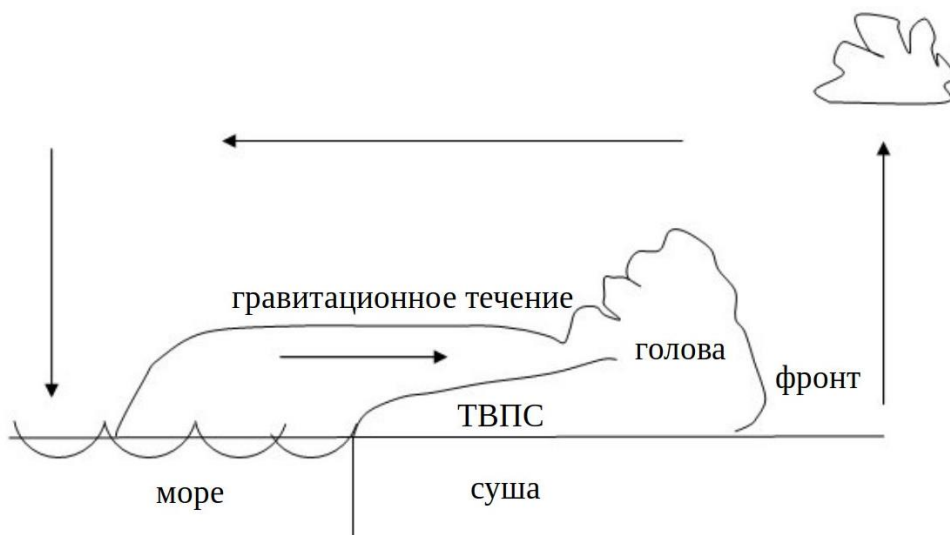
Введение

Бризовая циркуляция – мезомасштабное явление, наблюдающееся вблизи берегов водоемов. Бриз возникает под действием градиента давления вследствие различного прогрева воздуха вблизи поверхности суши и поверхности водоема.

Бриз развивается в нижнем слое атмосферы и влияет на структуры пограничного слоя [1, 2] и атмосферы над ним [3, 4], на формирование кучевой конвекции [5–7], взаимодействует с процессами различного масштаба в атмосфере и океане [8–11]. Формируясь в прибрежных регионах, бриз оказывает влияние на погоду и климат этих областей. Кроме того, актуальность исследований бриза определяется его влиянием на перенос загрязнений [12–14],

особенно в урбанизированных промышленно развитых прибрежных регионах. В структуру бризовой циркуляции (рис. 1) входят: гравитационное течение, фронт, голова гравитационного течения, область сильного турбулентного перемешивания за головой, возвратное течение, термический внутренний пограничный слой (ТВПС) [15].

Бризовое гравитационное течение представляет собой поток холодного морского воздуха на сушу. Граница раздела между холодным воздухом и теплым воздухом на суше (бризовый фронт) обычно характеризуется большими градиентами температуры, давления и влажности. Непосредственно за бризовым фронтом располагается приподнятая голова гравитационного течения, которая образуется благодаря конвергенции холодной и теплой воздушных масс, располагающихся над водоемом и сушей соответственно. Высота головы в несколько раз превышает высоту основного тела течения. За головой располагается область сильного турбулентного перемешивания, образующаяся из-за неустойчивости волн Кельвина – Гельмгольца, которые возникают на границе между двумя слоями воздуха с различными плотностями и скоростями. Над бризовым гравитационным течением располагается возвратное течение, направленное в противоположную сторону. Внутри тела холодного гравитационного течения формируется термический внутренний пограничный слой, который образуется при продвижении холодного воздуха на сушу и его постепенном прогреве от поверхности суши.



Р и с. 1. Структура бризовой циркуляции (ТВПС – термический внутренний пограничный слой)
F i g. 1. Structure of sea breeze circulation (TIBL – thermal internal boundary layer)

На развитие бриза влияет большое количество факторов [16]. Главный фактор, определяющий возникновение бриза, – поток тепла на поверхности суши [17, 18], под действием которого формируется разность давлений над поверхностью суши и моря.

К другим основным факторам, влияющим на бриз, относятся: фоновый синоптический ветер [19–21], вращение Земли [22, 23], стратификация атмо-

сферы [24–26], неодинаковая над морем и сушей и изменяющаяся в суточном цикле. К вторичным факторам, влияющим на бризовую циркуляцию, относятся: поверхностное трение ¹ [27], турбулентное перемешивание [28, 19, 29], топография (высота и наклон) [30, 31], форма береговой черты [32, 10], размеры водоема [33, 34] и участка суши [35–37], влажность воздуха [5, 38]. Хотя большинство из этих факторов оказывают влияние на бриз после его формирования, некоторые из них могут влиять на баланс сил и способствовать или препятствовать его развитию.

История исследований бризовой циркуляции насчитывает более века. Достаточно подробное описание ранних этапов приводится в монографии ² и обзорах [39, 40, 15]. Для исследования бриза используются различные методы: теория, численное моделирование, эксперименты и натурные наблюдения. Среди теоретических методов исследования бриза выделяют линейную теорию [22, 41, 42], нелинейную теорию для некоторых точных решений [43, 44], теорию подобия [45, 25, 26, 46].

Работы по численному моделированию можно разделить на две категории. К первой относятся идеализированные двумерные модели с упрощенным представлением физических процессов [47, 28, 17, 18, 48]. Вторая категория охватывает численное моделирование бриза в конкретных географических регионах с помощью трехмерных мезомасштабных атмосферных моделей с высоким пространственным разрешением и с детальным представлением физических процессов [49–56]. Этапы развития и сравнение двумерных и трехмерных моделей представлены в работах ³ [16].

Проводятся как лабораторные ⁴ [57] так и натурные [58, 51] эксперименты. В основном в лабораторных экспериментах исследуется поведение гравитационных течений в зависимости от параметров среды [59–61]. Наибольшее количество работ посвящено натурным наблюдениям, к которым относятся контактные [62, 50, 63, 54] и дистанционные наблюдения со спутников в разных спектральных диапазонах [64, 34, 65], а также данные метеорологических радаров и многое другое.

Цель настоящей работы – с использованием аналитической теории и идеального двумерного моделирования представить основные результаты влияния потока тепла на поверхности, фонового ветра, стратификации, силы Кориолиса на бризовую циркуляцию.

Линейная теория бризовой циркуляции

Исследования бриза в XIX в. и в первой половине XX в. имели скорее качественный характер. К 1950-м годам из наблюдений было получено, что бриз имеет вид циркуляционной ячейки, которая меняет свое направление

¹ Compendium of Meteorology / Ed. T. F. Malone. Boston, Massachusetts : American Meteorological Society, 1951. 1334 p.

² Simpson J. E. Sea breeze and local winds. Cambridge : Cambridge University Press, 1994. 234 p.

³ Clark I. W. A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breeze for the Plymouth Region : thesis. University of Plymouth. Devon, England : University of Plymouth, 1986. 259 p. <http://dx.doi.org/10.24382/1380>

⁴ Simpson J. E. Gravity Currents in the Environment and the Laboratory. Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 1997. 244 p.

в течение суток. Бриз формируется из-за разной теплоемкости суши и моря, вследствие чего на границе раздела суша – море образуется градиент температуры, который приводит к формированию градиента давления и в результате – бризовой циркуляции. Бриз наблюдается в безветренную погоду или при слабом фоновом ветре. Ночной бриз менее интенсивный, чем дневной.

Получены экспериментальные зависимости скорости ветра от температуры, распределение метеорологических параметров, размеры бриза по горизонтали и вертикали, их зависимость от сезона и широты в отдельных географических регионах. Например, установлено, что в умеренных широтах дневной бриз распространяется на расстояние до 50 км, в тропиках до 150 км, ночной бриз проникает на меньшие расстояния, чем дневной.

Фоновый ветер может как усилить, так и ослабить бриз или помешать его развитию. При слабом встречном фоновом ветре бриз проявляется в виде холодного фронта. При развитии бриза воздух движется под прямым углом к линии берега, изменение направления бриза происходит под влиянием силы Кориолиса¹.

Авторы первых теоретических работ, основываясь на данных наблюдений, рассматривали следующие вопросы: какие силы включать в рассмотрение для правильного описания бриза, как получить соответствующую наблюдениям разницу во времени между его максимальной интенсивностью и температурой?¹.

Первая работа, в которой приведено количественное описание бризовой циркуляции, была посвящена линейной теории [22]. В предположении, что локально в точке на береговой линии вблизи поверхности ускорение определяется градиентом давления, создаваемым контрастом температуры между морем и сушей, силой Кориолиса и линейным рэлеевским трением, получена правильная эллиптическая форма годографа скорости и установлено, что вращение вектора скорости происходит по часовой стрелке. При этом не было получено пространственного распределения всех трех компонент скорости, температуры и давления, поскольку полные уравнения гидродинамики не решались. Показано, что источником циркуляции бризовой циркуляционной ячейки является контраст температуры (плавучести) между сушей и морем. Следует отметить, что использование линейного трения позволило получить в модели близкий к наблюдениям сдвиг фазы между нагревом и интенсивностью бризовой циркуляции.

В это же время появилась работа [66], где рассматривалась реакция атмосферы на заданное распределение температуры, которое являлось периодической функцией от времени и экспоненциально затухающей функцией от высоты. Теоретический результат, описывающий зависимость максимума скорости ветра от высоты в дневном бризе, достаточно хорошо согласовывался с натурными данными на экваторе. В средних широтах зависимость скорости от высоты как в дневном, так и в ночном бризах подобна наблюдаемой в тропиках. Отличие заключается в том, что под действием силы Кориолиса вектор скорости меняет свое направление в течение дня.

В работе¹ получено линейное решение для периодического по горизонтали источника тепла, что дало возможность использовать преобразование Фурье. На 45-м градусе широты данное решение достаточно полно описыва-

ло наблюдаемую циркуляцию. Получено, что высота как дневного, так и ночного бриза равна 400 м и увеличивается с увеличением трения. Влияние силы Кориолиса проявляется в появлении вдольбереговой компоненты скорости, которая сдвинута по времени примерно на 12 ч относительно нормальной к берегу компоненты. Максимум разности температур на границе суша – море и максимум интенсивности бриза отличаются по времени на 4,7 ч, учет трения и силы Кориолиса сокращает этот сдвиг. Высота, которую занимает обратное течение, в 4–5 раз больше высоты течения вблизи поверхности. Максимальное значение скорости в обратном течении примерно в 4 раза меньше, чем в течении на поверхности. Верхняя граница бризовой циркуляции повышается при увеличении трения и понижается при увеличении силы Кориолиса.

Важным исследованием, в котором изучается влияние фонового ветра на бриз, является работа [67]. В ней рассматривается реакция однородного стратифицированного потока на источник тепла (остров) конечного горизонтального размера на поверхности. В атмосфере на подветренной стороне острова формируются волны, горизонтальная длина волны которых зависит от размера острова.

В работе [47] показано, что движение можно разделить на две части – вращательную часть и крупномасштабное волновое потенциальное движение. Волновое движение занимает большой горизонтальный масштаб ~ 5000 км и переносит массу с суши на море с малыми значениями скорости, ~ 1 км/ч.

В работе [68] рассмотрено формирование в устойчиво стратифицированной атмосфере предвестника бризовой циркуляции в виде внутренних гравитационных волн, генерируемых у береговой линии в момент включения нагрева и достаточно быстро распространяющихся от берега в сторону моря и в сторону суши.

Определенным этапом явилась работа [24]. В результате учета турбулентных вязкости и теплопроводности получилось уравнение для функции тока шестого порядка, поэтому его приходилось решать численно. Найдено, что большие значения градиентов скоростей около берега возникают вследствие отсутствия адвекции температуры. Обратное течение, направленное с берега на море, в два раза слабее течения, направленного на берег. Под действием силы Кориолиса на всех высотах вектор скорости ветра вращается по часовой стрелке. Расстояние, на которое распространяется бриз, увеличивается при увеличении стратификации атмосферы. Фоновый ветер с берега приводит к смещению в сторону моря максимума перпендикулярной к берегу скорости, а его значение уменьшается при увеличении фонового ветра. При небольших значениях скорости фонового ветра на берегу формируется резкий фронт.

В работе [69] изучается термическая конвекция в стратифицированной жидкости с использованием приближения Буссинеска и постоянных значений вязкости и теплопроводности. Конвекция вызвана нагревом или охлаждением нижней поверхности. Поле температуры при нагреве бесконечно малой амплитуды контролируется единственным параметром, который пропорционален вертикальному градиенту температуры, размеру нагретой поверхности,

коэффициенту теплового расширения, ускорению свободного падения и обратно пропорционален вязкости и теплопроводности.

В работе [70] отмечено, что скорость поворота вектора скорости ветра во время бриза изменяется в течение дня. Для исследования использовалась двумерная линейная модель. Указанная скорость определяется тремя слагаемыми: параметром Кориолиса, векторным произведением горизонтального мезомасштабного градиента давления на скорость бриза и векторным произведением горизонтального синоптического градиента давления на скорость бриза.

В работе [25] рассмотрена реакция стратифицированной атмосферы на периодический по времени нагрев, использовались линеаризованные уравнения в приближении Буссинеска с учетом вязкости и теплопроводности. Структура решения может быть охарактеризована единственным параметром, который пропорционален частоте нагрева, горизонтальному размеру нагретой поверхности и обратно пропорционален частоте плавучести и коэффициенту вязкости. После возмущения основного состояния могут наблюдаться три режима: тепловая волна, распространяющаяся вверх, при которой не наблюдается движение воздуха, конвекция, при которой возмущение температуры сопровождается движением воздуха в виде циркуляции, без распространения по вертикали, и внутренняя волна, распространяющаяся вниз.

Значительным теоретическим достижением в линейной теории бриза стала работа [41]. В отличие от работы [24] вязкость и теплопроводность отсутствовали, а пространственное распределение нагрева задавалось явно. Это понизило порядок уравнения для функции тока до второго и значительно облегчило анализ решения. Было показано, что бризовую циркуляцию можно рассматривать как внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода, генерируемую на поверхности источником плавучести. Подчеркнуто качественное отличие средних широт, в которых эта волна захвачена вблизи поверхности, от тропиков, в которых она излучается вверх от береговой линии. В тропиках существует сдвиг по времени в 12 ч между циркуляцией и нагревом. В средних широтах под влиянием силы Кориолиса этого не наблюдается. Включение диссипации в виде рэлеевского трения уменьшает различия в структуре бриза в тропиках и средних широтах. Влияние плавучести и силы Кориолиса на интенсивность бризовой циркуляции анализировалось с помощью теоремы циркуляции Бьеркнеса. Показано, что преобладающее влияние на циркуляцию оказывает сила Кориолиса, а не сила плавучести.

В работе [42] рассмотрен вопрос о горизонтальном масштабе бризовой циркуляционной ячейки в рамках линейной теории с учетом турбулентного перемешивания с постоянными коэффициентами вязкости и теплопроводности. Полученный горизонтальный масштаб бризовой ячейки является функцией от широты и пропорционален отношению частоты плавучести к суточной частоте и вертикальному масштабу, определяемому теплопроводностью. Функция, описывающая зависимость от широты, принимает постоянное значение для широт меньше 30-го градуса и уменьшается при приближении к полюсам. Помимо этого получено, что компонента скорости, перпендикулярная к берегу, уменьшается с расстоянием от него при увеличении параметра Кориолиса.

В работе [27] с использованием идей из работы [41] показано, что вращение и трение влияют на интенсивность бриза, но они не важны на начальной стадии развития. Авторы проанализировали переходные процессы в начальной стадии развития бриза в утренние часы при внезапном и постепенном включении нагрева. Проанализирован также и полный суточный цикл. Характерный временной масштаб бриза является комбинацией инерционного периода и времени затухания вследствие трения. Для времени, превышающего этот масштаб, расстояние, на которое распространяется бриз, ограничено радиусом деформации Россби с учетом трения. На экваторе лимитирующим параметром для интенсивности и дальности распространения является трение.

Серия исследований, посвященных влиянию однородного фонового синоптического ветра на бризовую циркуляцию в рамках линейной теории, возобновилась с появлением работы [71], в которой не учитывалось влияние силы Кориолиса, т. е. рассматривался бриз на экваторе. Основным физический результат состоял в том, что излучаемые с поверхности от линии берега пакеты внутренних гравитационных волн подвергаются доплеровскому сдвигу, что проявляется в асимметрии волн относительно линии берега, и дисперсионному размыванию пакета с подветренной стороны. Кроме этого эффекта, возникает еще одна дополнительная особенность – пакет стационарных внутренних волн над линией берега, аналогичный внутренним гравитационным волнам, возникающим при обтекании горного рельефа стратифицированным однородным потоком. При увеличении скорости фонового ветра решение, соответствующее стационарному пакету, становится преобладающим.

В последующих работах [72, 7] уже учитывалось влияние силы Кориолиса, т. е. рассматривалась задача о влиянии синоптического ветра на бриз в средних широтах. Показано, что здесь так же, как и на экваторе, возникает пакет стационарных внутренних волн.

В реальных синоптических ситуациях профиль ветра редко является вертикально однородным. Как правило, присутствует вертикальный сдвиг скорости ветра. В работе [73] рассматривалось влияние на бриз термического ветра, направленного вдоль линии берега. Показано, что бризовая циркуляционная ячейка становится асимметричной относительно линии берега, наклоняясь в сторону моря.

Известно, что в стратифицированной жидкости присутствие вертикального сдвига скорости приводит к образованию критических уровней на определенных высотах, где частота внутренней инерционно-гравитационной волны с учетом доплеровского сдвига обращается в ноль [74–77]. Задача о влиянии сдвига перпендикулярного к берегу фонового ветра на бризовую циркуляцию на экваторе была рассмотрена сравнительно недавно [48]. Основным результат заключался в том, что на определенных высотах образуются критические слои, поглощающие внутренние волны и таким образом ограничивающие высоту луча бризовой циркуляции, распространяющегося по потоку.

В недавно вышедшей работе [78] показано, что в тропиках инерционно-гравитационная бризовая волна суточного периода проходит два критических уровня и расположенную между ними область затухания. В средних широтах бризовая инерционно-гравитационная волна в атмосфере без фонового ветра

затухает с высотой, поэтому влияние критического уровня будет наблюдаться при следующем условии: высота критического уровня меньше высоты бризовой циркуляции. На основе сравнения вертикального потока момента импульса на разных широтах получено, что его наибольшее затухание на критическом уровне происходит на 15-м градусе, наименьшее – на 45-м.

Двумерные численные модели бризовой циркуляции

Использование линейных моделей позволило значительно расширить понимание бризовой циркуляции на качественном уровне. Но линейная теория не может обеспечить описание областей в структуре бризовой циркуляции с интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями.

С возникновением первых компьютеров появились и первые нелинейные численные модели бризовой циркуляции [47, 79, 28, 19]. При наличии прямолинейного берега задача о бризовой циркуляции является по существу двумерной – все компоненты скорости, распределение температуры и давления не зависят от координаты, направленной вдоль берега. Таким образом, постановка задачи состоит в решении уравнений гидродинамики с учетом силы Кориолиса в вертикальной плоскости, перпендикулярной к береговой линии. С точки зрения вычислений в двумерных моделях используется значительно меньше компьютерных ресурсов, чем в трехмерных.

На первых этапах решались уравнения движения несжимаемой жидкости в приближениях Буссинеска и гидростатики вследствие недостатка вычислительных ресурсов. Необходимость использования приближения гидростатики и пределы его применимости подробно оценивались уже в более поздних работах: в работе [80] обсуждался размер источника нагрева, при котором будет справедливо гидростатическое приближение; результаты работы [81] показали, что при интенсивных бризах негидростатическое приближение дает более слабый бриз по сравнению с расчетом, в котором использовалось гидростатическое приближение. Для слабых бризов различия при использовании двух приближений малы.

Со временем по мере роста мощности компьютеров стали постепенно отказываться от приближений: в частности, для моделирования бризовых гравитационных течений стали использовать негидростатическую систему уравнений движения с учетом сжимаемости в так называемой неупругой форме, а затем перешли и к полному учету сжимаемости.

Изначально рассматривалась структура бриза в наиболее простой постановке, без учета внешних факторов. Затем в рассмотрение добавлялось влияние отдельных факторов и их различных комбинаций. Ставилась задача определить, при какой комбинации факторов могут возникать определенные особенности бризовой циркуляции.

Далее представлен обзор двумерных численных моделей бризовой циркуляции. Вначале рассматриваются особенности самих численных моделей, после чего обсуждаются основные физические результаты, полученные с их помощью.

В одной из самых первых работ по численному моделированию [47] рассматривалась двумерная численная модель бриза в вертикальной плоскости, перпендикулярной к береговой линии. Поле скорости раскладывалось на ди-

вергентную и вихревую компоненты. Вихревая компонента определялась из численного решения уравнения завихренности конечно-разностным методом.

В следующей работе [79] была построена численная модель бриза с использованием гидростатического приближения. Коэффициенты турбулентной вязкости и теплопроводности являлись функциями от высоты. В качестве граничных условий на поверхности задавалась температура над поверхностью суши с суточным ходом. Над поверхностью моря температура не изменялась. Численно решались уравнение завихренности и уравнение переноса тепла.

В работах [28, 19] применялась численная модель в примитивных уравнениях. Для турбулентной вязкости и теплопроводности использовались параметризации для описания атмосферного пограничного слоя. Во второй из этих работ исследовалось влияние синоптического ветра на бризовую циркуляцию.

Готовые модели и их модификации успешно применялись в ряде последующих работ: например, в [82] была построена модель, для которой за основу была взята модель из [28, 19]; в [83] использовалась двумерная мезомасштабная модель из [84].

В работе [17] для расчета использовались система уравнений с учетом силы Кориолиса и без учета вязкости и трения, а также приближение гидростатики. В качестве граничных условий на поверхности задавался произвольный поток тепла.

В нелинейной части работы [24] применялась система уравнений в приближении Буссинеска с учетом вращения, вязкости, теплопроводности. Учитывалась стратификация атмосферы. Для создания начального возмущения использовалось граничное условие для температуры на поверхности.

Работа [29] посвящена изучению различий между дневным и ночным бризом, поэтому специальное внимание было уделено параметризации турбулентности в дневном и ночном атмосферном пограничном слое над сушей.

В работах [1, 23] для исследования бриза использовалась двумерная версия трехмерной модели [85], разработанная для описания атмосферных процессов различного масштаба. Горизонтальная вязкость описывалась гармоническим и бигармоническим операторами. Специально выделялся пограничный слой, в котором коэффициенты вертикальной вязкости и теплопроводности являлись функциями от локального числа Ричардсона.

В работе [86] применялась гидростатическая модель [17]. Поток тепла задавался на поверхности и линейно менялся по высоте в пограничном слое, которая определялась значением плавучести на поверхности.

В работе [87] уравнения записаны с учетом геострофического постоянного ветра в гидростатическом приближении. Использовались прогностические уравнения для потенциальной температуры, удельной влажности и турбулентной кинетической энергии. Для инициализации модели применялся профиль потенциальной температуры для стандартной атмосферы (3,3 К/км), относительная влажность была равна 40% и оставалась постоянной по вертикали. Температура поверхности моря не менялась, а температура и влажность почвы вычислялись с использованием бюджета энергии.

В негидростатической модели в работе [88] уравнения записаны с учетом вращения Земли и турбулентного перемешивания. Потенциальная температура на поверхности моря принималась постоянной, а температура на поверхности суши менялась по времени пропорционально синусу.

В теоретической части работы [21] использовалась двумерная версия трехмерной модели. Модель включала в себя примитивные уравнения в приближениях гидростатики и несжимаемости. Реализовано разделение по пространственным масштабам на мезомасштабные и синоптические процессы. Решались уравнения переноса коротковолнового и длинноволнового излучения, рассчитывался бюджет энергии на поверхности, была подключена многослойная модель почвы, для параметризации турбулентности использовалась схема уровня 2,5.

В работе [4] применялась двумерная гидростатическая модель. Давление было разделено на две части – крупномасштабную и часть, создаваемую дифференциальным нагревом. Вертикальная компонента скорости рассчитывалась из уравнения неразрывности. Для параметризации турбулентного потока тепла применялась нелокальная схема диффузии, для описания турбулентных потоков импульса – локальная схема с расчетом коэффициента турбулентной вязкости.

В работе [63] использовалась двумерная модель для реального географического региона, так как линия берега на западном побережье Нидерландов почти прямолинейная. Для задания начального состояния атмосферы при моделировании применялись реальные профили ветра и температуры, полученные из наблюдений.

В работах [26, 89] использовалась мезомасштабная модель топографической завихренности. Прогностические переменные модели – потенциальная температура, турбулентная кинетическая энергия, две горизонтальные компоненты завихренности. Рассматривалась сухая (не насыщенная) атмосфера, задавался постоянный геострофический ветер, почва описывалась отдельной моделью. Фильтрация высокочастотных процессов осуществлялась с использованием схемы с численной вязкостью. Использовались негидростатическое и неупругое приближения, для описания турбулентного перемешивания – схема замыкания порядка 1,5.

В последнее время все чаще применяются двумерные идеализированные версии полных трехмерных моделей с описанием всех физических процессов. Так, например, в работе [18] для исследования бризовых гравитационных течений и в работах [7, 48], посвященных линейной теории с учетом фонового ветра, использовалась двумерная версия мезомасштабной атмосферной модели [90].

Подводя итог обзору двумерных численных моделей бризовой циркуляции, отметим, что различия в моделях заключались как в используемых приближениях уравнений гидродинамики, так и в методах параметризации физических процессов, включающих турбулентность в пограничном слое, перенос излучения, микрофизику облаков и осадков, процессы в почве.

Теперь перейдем к рассмотрению основных физических результатов, полученных с использованием двумерных численных моделей бризовой циркуляции.

В работе [47] в качестве результата было получено бризовое гравитационное течение вблизи поверхности, которое соответствовало вихревой части решения. Завихренность формируется в области горизонтального градиента температуры, которая занимает ~ 100 км. Максимум завихренности находится в области максимального горизонтального градиента температуры около берега. Скорость в бризовом гравитационном течении составляет 2,8 м/с, что соответствует реально наблюдающемуся бризу.

В работе [79] описана зависимость структуры бриза от времени, определены время, расстояние и высота, при которых наблюдались максимальные значения скорости. Отмечены наличие обратного течения, перенос градиента температуры и, как следствие, максимума скорости на сушу. Полученная структура сравнивалась с данными наблюдений. Максимальные значения скорости в модели были ниже, чем наблюдаемые, что могло быть связано с фоновым ветром, который существовал во время наблюдений и не был учтен в модели.

В работах [28, 19] рассмотрена структура бризовой циркуляции при различных значениях скорости, направления фонового ветра и профилей стратификации. Отмечено, что наиболее интенсивный бриз наблюдается в случаях без фонового ветра, при ветре с берега и ветре, параллельном берегу с областью низкого давления над морем. Фоновый ветер влияет на распространение бриза на сушу: при ветре с берега бриз распространяется меньше вглубь суши по сравнению со случаем без ветра. Во всех экспериментах наблюдается понижение температуры над морем вдали от берега.

В работе [82] впервые проведено численное моделирование полного суточного цикла бризовой циркуляции, был рассмотрен как дневной, так и ночной бриз. При развитии дневного бриза наблюдался фронт течения, вблизи которого на высоте 600–850 м существовало интенсивное вертикальное движение ($\sim 0,1$ м/с). Наблюдался поворот ветра по часовой стрелке в течение суток. Был получен ночной бриз – распространение холодного воздуха с суши, приводящее к подъему теплого воздуха над морем. В ночное время над сушей наблюдалась температурная инверсия.

В важной работе [17] показано, что скорость фронта бризового гравитационного течения зависит только от суммарного количества тепла, поступившего в конвективный пограничный слой над сушей, и не зависит от формы профиля тепла в нагретом слое. Фактически скорость фронта определяется интегральным по высоте дефицитом плавучести в голове гравитационного течения, что согласуется с общей теорией гравитационных течений. Показано также, что сила Кориолиса приводит к уменьшению скорости распространения фронта и увеличению вдольбереговой компоненты скорости.

Согласно работе [24], суммарный поток тепла определяет кинетическую энергию бризовой циркуляционной ячейки. Показана также асимметрия ячейки, а именно: верхняя обратная ветвь циркуляции толще, чем нижняя, а скорости в обратной ветви меньше, чем вблизи поверхности.

Важнейшим результатом было объяснение причин асимметрии между дневным и ночным бризами [29]. Даже при одинаковых по абсолютной величине потоках тепла на поверхности днем и ночью асимметрия между днев-

ным и ночным бризами обусловлена различием в стратификации и интенсивности турбулентного перемешивания над сушей.

В работе [23] продемонстрирована зависимость бризовой циркуляции от широты, подчеркнуто влияние силы Кориолиса. В частности, на экваторе дневной бриз (направленный с моря на сушу) наблюдается в течение всех суток, тогда как на других широтах формируется также и ночной бриз. Бриз максимальной интенсивности наблюдается в разное время суток в зависимости от широты – чем ближе к экватору, тем позже достигается максимум ночного бриза.

В работе [86] рассматривается важный вопрос: какая доля создаваемой дневным нагревом потенциальной энергии превращается в кинетическую энергию бризовой циркуляции? При усилении конвективного перемешивания меньшее количество потенциальной энергии может быть доступно для конвективного масштаба, а потенциальная энергия, доступная для бризовой циркуляции, увеличивается.

В работе [83] рассмотрена зависимость бризовой циркуляции над небольшим озером от скорости синоптического ветра и температуры воды. Для узких продолговатых водоемов при слабом синоптическом ветре влияние температуры воды не важно, поскольку охлаждение устойчиво стратифицированного приводного слоя незначительно по сравнению с нагревом воздуха над поверхностью суши. Однако при сильном синоптическом ветре явный поток тепла от водной поверхности увеличивается, что приводит к интенсификации бриза. Достаточно сильный синоптический ветер сносит всю бризовую ячейку вниз по потоку.

В работе [87] исследуется влияние на бриз фонового ветра. В качестве диагностического инструмента используются траектории движения частиц, по которым можно сделать вывод об интенсивности бриза. Бриз наиболее интенсивен при скорости встречного ветра 5 м/с, совпадающей со скоростью распространения бриза, при этом циркуляция остается стационарной относительно берега. Более сильный ветер сносит циркуляцию в сторону моря.

В работе [88] рассматривается зависимость бриза от двух безразмерных параметров, характеризующих степень нелинейности и гидростатичности. При использовании линейной модели результаты совпадают с результатами линейной теории: максимум скорости бриза наблюдается вблизи берега, и бриз практически симметричен относительно него. При использовании нелинейной модели существует бризовый фронт, максимум бриза наблюдается над сушей, максимум горизонтальной скорости увеличивается пропорционально квадрату параметра нелинейности. Разница между гидростатическим и негидростатическим случаями мала в большей части экспериментов. Бризовая циркуляция и вертикальный подъем воздуха интенсивнее в негидростатическом случае по сравнению с гидростатическим.

В работе [21] получено, что, если направления бриза и фонового ветра совпадают, бриз является слабым возмущением для фонового потока. При умеренных значениях встречного фонового ветра бриз наиболее интенсивен. При еще больших значениях этого ветра бризовая ячейка сносится в сторону моря и становится слабее, чем в случае без фонового ветра.

В работе [4] рассматривалась вертикальная структура бриза на побережье Нидерландов. Анализировались три случая с бризом. Поток массы в обратной ветви течения зависит от крупномасштабного потока и от градиентов потенциальной температуры в пограничном слое и над инверсией. При этом он больше, чем в нижней ветви, когда вертикальный градиент потенциальной температуры над пограничным слоем больше, чем начальный вертикальный градиент потенциальной температуры над инверсией.

В работе [63], мотивированной наблюдениями сверхдальнего распространения бриза в Нидерландах (до 100 км от берега), по результатам численного моделирования выделяются наиболее важные факторы, влияющие на распространение бриза на сушу: фоновый встречный синоптический ветер и поток тепла на поверхности. Значения этих величин определяют временной и пространственный масштабы распространения бриза на сушу.

В работе [26] результаты двумерного численного моделирования использовались для верификации теории подобия, построенной ранее на основе натурных измерений [91]. Анализ показал, что скорость бриза зависит только от полного потока тепла на поверхности, а его высота – также и от стратификации атмосферы.

В работе [89] по результатам двумерного численного моделирования обобщалась теория подобия из работы [26], был введен безразмерный индекс, характеризующий распространение бриза на сушу при наличии в атмосфере встречного синоптического ветра. Анализ показал, что в зависимости от скорости фонового ветра наблюдаются два режима – распространение бриза на сушу и уменьшение его скорости без такого распространения.

Работа [18] посвящена изучению влияния стратификации и эффекта разных типов нагрева на гравитационное течение. Если в начальный момент времени в область поступает полное количество тепла, гравитационное течение быстро достигает режима с постоянной скоростью распространения, которая определяется градиентом плотности на фронте течения и высотой течения. Зависимость скорости распространения фронта от общего количества тепла оказывается справедливой для широкого диапазона значений устойчивости атмосферы. Если рассматривается более реалистичный нагрев, зависящий от времени, тогда внутри холодного течения формируется градиент плотности и завихренности, что приводит к интенсификации внутренней циркуляции, ослаблению градиента плотности на фронте и, как следствие, к его замедлению.

Подводя итог обзора физических результатов, полученных с помощью двумерных нелинейных моделей, можно сделать вывод, что структура и динамика бриза были описаны и интерпретированы с использованием этих моделей, что подтверждается многочисленными натурными измерениями.

Выводы

В работе рассмотрены основные черты бризовой циркуляции, полученные с использованием линейной теории и двумерного численного моделирования. Из всего многообразия факторов, влияющих на бризовую циркуляцию,

рассмотрены только некоторые – интенсивность нагрева, стратификация атмосферы, синоптический ветер и сила Кориолиса.

В рамках линейной теории бризовую циркуляцию можно рассматривать как внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода, излучаемую с поверхности в результате дневного нагрева и ночного охлаждения атмосферного пограничного слоя над сушей. Влияние силы Кориолиса приводит к выделению двух режимов бризовой циркуляции. В интервале широт от экватора до 30-го градуса циркуляция имеет вид распространяющейся вверх и от берега волны, а в интервале широт от 30-го градуса до полюса она имеет форму ограниченной по высоте и горизонтали ячейки.

При учете однородного фонового ветра на всех широтах бризовая волна становится асимметричной относительно линии берега, а над линией берега возникает пакет стационарных высокочастотных внутренних волн. Наличие сдвига фонового ветра приводит к образованию критических уровней, ограничивающих высоту бризовой циркуляции.

Линейная теория применима лишь при малых значениях амплитуды нагрева, при увеличении амплитуды в структуре бриза формируется нелинейное явление – гравитационное течение. Для теоретического описания бриза в нелинейном режиме используется двумерное моделирование. Показано, что наличие однородного фонового ветра приводит к изменению высоты головы гравитационного течения, что влияет на скорость его распространения.

Ветер со сдвигом меняет высоту головы течения, а также приводит к формированию интенсивного вертикального подъема перед фронтом при изменении угла наклона фронта гравитационного течения к горизонтали. И однородный ветер, и ветер со сдвигом могут как препятствовать распространению течения, так и, наоборот, увеличивать его скорость. С учетом нелинейности влияние силы Кориолиса приводит к уменьшению скорости распространения фронта и увеличению вдольбереговой компоненты скорости.

В данной работе представлено обобщение имеющихся результатов, полученных с использованием нескольких теоретических методов исследования, которые описывают влияние выбранных факторов окружающей среды на динамику формирования и развития бризовой циркуляции, при этом данное обобщение не может обеспечить полное описание явления.

Представленные в обзоре работы демонстрируют последовательное развитие теории бризовой циркуляции, однако исследования последних лет, посвященные, например, линейной теории, показывают, что еще остались отдельные не решенные вопросы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anthes R. A.* The Height of the Planetary Boundary Layer and the Production of Circulation in a Sea Breeze Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1978. Vol. 35, iss. 7. P. 1231–1239. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<1231:THOTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<1231:THOTPB>2.0.CO;2)
2. *Feliks Y.* An Analytical Model of the Diurnal Oscillation of the Inversion Base due to the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1994. Vol. 51, iss. 7. P. 991–998. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<0991:AAMOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<0991:AAMOTD>2.0.CO;2)
3. Numerical Simulations of an Observed Gravity Current and Gravity Waves in an Environment Characterized by Complex Stratification and Shear / Y. Jin [et al.] // *Journal of the At-*

- mospheric Sciences. 1996. Vol. 53, iss. 23. P. 3570–3588. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<3570:NSOAOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<3570:NSOAOG>2.0.CO;2)
4. *Tijm A. B. C., Holtslag A. A. M., van Delden A. J.* Observations and Modeling of the Sea Breeze with the Return Current // *Monthly Weather Review*. 1999. Vol. 127, iss. 5. P. 625–640. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0625:OAMOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0625:OAMOTS>2.0.CO;2)
5. *Yan H., Anthes R. A.* The Effect of Variations in Surface Moisture on Mesoscale Circulation // *Monthly Weather Review*. 1988. Vol. 116, iss. 1. P. 192–208. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0192:TEOVIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0192:TEOVIS>2.0.CO;2)
6. *Bryan G. H., Rotunno R.* The Optimal State for Gravity Currents in Shear // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2014. Vol. 71, iss. 1. P. 448–468. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0156.1>
7. *Du Y., Rotunno R.* Diurnal Cycle of Rainfall and Winds near the South Coast of China // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018. Vol. 75, iss. 6. P. 2065–2082. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0397.1>
8. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment / S. H. Franchito [et al.] // *Annales Geophysicae*. 1998. Vol. 16. P. 866–881. <https://doi.org/10.1007/s00585-998-0866-3>
9. *Dailey P. S., Fovell R. G.* Numerical Simulation of the Interaction between the Sea-Breeze Front and Horizontal Convective Rolls. Part I: Offshore Ambient Flow // *Monthly Weather Review*. 1999. Vol. 127, iss. 5. P. 858–878. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0858:NSOTIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0858:NSOTIB>2.0.CO;2)
10. *Gilliam R. C., Raman S., Niyogi D. D. S.* Observational and Numerical Study on the Influence of Large-Scale Flow Direction and Coastline Shape on Sea-Breeze Evolution // *Boundary-Layer Meteorology*. 2004. Vol. 111. P. 275–300. <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000016494.99539.5a>
11. *Chen X., Zhang F., Zhao K.* Diurnal Variations of the Land–Sea Breeze and Its Related Precipitation over South China // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2016. Vol. 73, iss. 12. P. 4793–4815. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0106.1>
12. Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: Numerical Simulations and Field Observations / A. Clappier [et al.] // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2000. Vol. 39, iss. 4. P. 546–562. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<0546:EOSBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<0546:EOSBOA>2.0.CO;2)
13. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area / S. Bastin [et al.] // *Atmospheric Research*. 2005. Vol. 74, iss. 1–4. P. 303–328. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.04.014>
14. Modelling Local Sea-Breeze Flow and Associated Dispersion Patterns Over a Coastal Area in North-East Spain: A Case Study / M. R. Soler [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2011. Vol. 140. P. 37–56. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9599-z>
15. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts / S. T. K. Miller [et al.] // *Reviews of Geophysics*. 2003. Vol. 41, iss. 3. 1011. <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
16. *Crosman E. T., Horel J. D.* Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies // *Boundary-Layer Meteorology*. 2010. Vol. 137. P. 1–29. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9517-9>
17. *Pearson R. A.* Properties of the Sea Breeze Front as Shown by a Numerical Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1973. Vol. 30, iss. 6. P. 1050–1060. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<1050:POTSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<1050:POTSBF>2.0.CO;2)
18. *Robinson F. J., Patterson M. D., Sherwood S. C.* A Numerical Modeling Study of the Propagation of Idealized Sea-Breeze Density Currents // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2013. Vol. 70, iss 2. P. 653–668. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0113.1>
19. *Estoque M. A.* The Sea Breeze as a Function of the Prevailing Synoptic Situation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1962. Vol. 19, iss. 3. P. 244–250. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2)

20. *Liu C., Moncrieff M. W.* A Numerical Study of the Effects of Ambient Flow and Shear on Density Currents // *Monthly Weather Review*. 1996. Vol. 124, iss. 10. P. 2282–2303. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2)
21. *Arritt R. W.* Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1993. Vol. 32, iss. 1. P. 116–125. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0116:EOTLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0116:EOTLSF>2.0.CO;2)
22. *Haurwitz B.* Comments on the Sea-Breeze Circulation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1947. Vol. 4, iss. 1. P. 1–8. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2)
23. *Yan H., Anthes R. A.* The Effect of Latitude on the Sea Breeze // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115, iss. 5. P. 936–956. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2)
24. *Walsh J. E.* Sea Breeze Theory and Applications // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, iss. 8. P. 2012–2026. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<2012:SBTAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<2012:SBTAA>2.0.CO;2)
25. *Kimura R., Eguchi T.* On Dynamical Processes of Sea- and Land-Breeze Circulation // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 1978. Vol. 56, iss. 2. P. 67–85. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.56.2_67
26. *Porson A., Steyn D. G., Schayes G.* Sea-breeze scaling from numerical model simulations, Part I: Pure sea breezes // *Boundary-Layer Meteorology*. 2007. Vol. 122. P. 17–29. <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9090-4>
27. *Dalu G. A., Pielke R. A.* An Analytical Study of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1989. Vol. 46, iss. 12. P. 1815–1825. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<1815:AASOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<1815:AASOTS>2.0.CO;2)
28. *Estoque M. A.* A theoretical investigation of the sea breeze // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1961. Vol. 87, iss. 372. P. 136–146. <https://doi.org/10.1002/qj.49708737203>
29. *Mak M. K., Walsh J. E.* On the Relative Intensities of Sea and Land Breezes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1976. Vol. 33, iss. 2. P. 242–251. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<0242:OTRIOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<0242:OTRIOS>2.0.CO;2)
30. *Mahrer Y., Pielke R. A.* The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model // *Monthly Weather Review*. 1977. Vol. 105, iss. 9. P. 1151–1162. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1151:TEOTOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1151:TEOTOS>2.0.CO;2)
31. Numerical Study on the Effects of Mountains on the Land and Sea Breeze Circulation in the Kanto District / Y. Kikuchi [et al.] // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 1981. Vol. 59, iss. 5. P. 723–738. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.59.5_723
32. *McPherson R. D.* A Numerical Study of the Effect of a Coastal Irregularity on the Sea Breeze // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1970. Vol. 9, iss. 5. P. 767–777. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1970\)009<0767:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0767:ANSOTE>2.0.CO;2)
33. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Lake and Land Breezes of Circular Lakes // *Monthly Weather Review*. 1975. Vol. 103, iss. 6. P. 474–485. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1975\)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1975)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2)
34. *Gille S. T., Llewellyn Smith S. G.* When land breezes collide: Converging diurnal winds over small bodies of water // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2014. Part B. Vol. 140, iss. 685. P. 2573–2581. <https://doi.org/10.1002/qj.2322>
35. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Sea and Land Breezes of Circular Islands // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, iss. 8. P. 2027–2039. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2)
36. *Xian Z., Pielke R. A.* The Effects of Width of Landmasses on the Development of Sea Breezes // *Journal of Applied Meteorology*. 1991. Vol. 30, iss. 9. P. 1280–1304. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1280:TEOWOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1280:TEOWOL>2.0.CO;2)
37. *Drobinski P., Dubos T.* Linear breeze scaling: from large-scale land/sea breezes to mesoscale inland breezes // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2009. Part A. Vol. 135, iss. 644. P. 1766–1775. <https://doi.org/10.1002/qj.496>

38. The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation / R. D. Baker [et al.] // *Journal of Hydrometeorology*. 2001. Vol. 2, iss. 2. P. 193–211. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0193:TIOSMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0193:TIOSMC>2.0.CO;2)
39. Operating ranges of mesoscale numerical models and meteorological wind tunnels for the simulation of sea and land breezes / R. Avissar [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 1990. Vol. 50, iss. 1. P. 227–275. <https://doi.org/10.1007/BF00120526>
40. *Abbs D. J., Physick W. L.* Sea-breeze observations and modelling: a review // *Australian Meteorological Magazine*. 1992. Vol. 41. P. 7–19.
41. *Rotunno R.* On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1983. Vol. 40, iss. 8. P. 1999–2009. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2)
42. *Niino H.* The Linear Theory of Land and Sea Breeze Circulation // *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. 1987. Vol. 65, iss. 6. P. 901–921. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.65.6_901
43. *Benjamin T. B.* Gravity currents and related phenomena // *Journal of Fluid Mechanics*. 1968. Vol. 31, iss. 2. P. 209–248. <https://doi.org/10.1017/S0022112068000133>
44. *Xu Q.* Density Currents in Shear Flows—A Two-Fluid Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1992. Vol. 49, iss. 6. P. 511–524. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<0511:DCISFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<0511:DCISFA>2.0.CO;2)
45. *Biggs W. G., Graves M. E.* A Lake Breeze Index // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1962. Vol. 1, iss. 4. P. 474–480. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1962\)001<0474:ALBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1962)001<0474:ALBI>2.0.CO;2)
46. *Antonelli M., Rotunno R.* Large-Eddy Simulation of the Onset of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2007. Vol. 64, iss. 12. P. 4445–4457. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2261.1>
47. *Pearce R. P.* The calculation of a sea-breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1955. Vol. 81, iss. 349. P. 351–381. <https://doi.org/10.1002/qj.49708134906>
48. *Du Y., Rotunno R., Zhang F.* Impact of Vertical Wind Shear on Gravity Wave Propagation in the Land–Sea-Breeze Circulation at the Equator // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2019. Vol. 76, iss. 10. P. 3247–3265. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0069.1>
49. *Pielke R. A.* A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes over South Florida // *Monthly Weather Review*. 1974. Vol. 102, iss. 2. P. 115–139. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0115:ATDNMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0115:ATDNMO>2.0.CO;2)
50. *Steyn D. G., McKendry I. G.* Quantitative and Qualitative Evaluation of a Three-Dimensional Mesoscale Numerical Model Simulation of a Sea Breeze in Complex Terrain // *Monthly Weather Review*. 1988. Vol. 116, iss. 10. P. 1914–1926. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1914:QAQEOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1914:QAQEOA>2.0.CO;2)
51. *Yimin M., Lyons T. J.* Numerical Simulation of a Sea Breeze Under Dominant Synoptic Conditions at Perth // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2000. Vol. 73. P. 89–103. <https://doi.org/10.1007/s007030050067>
52. *Zhu M., Atkinson B. W.* Observed and modelled climatology of the land–sea breeze circulation over the Persian Gulf // *International Journal of Climatology*. 2004. Vol. 24, iss. 7. P. 883–905. <https://doi.org/10.1002/joc.1045>
53. Numerical Simulations of Sea-Breeze Circulations over Northwest Hawaii / Y. Zhang [et al.] // *Weather and Forecasting*. 2005. Vol. 20, iss. 6. P. 827–846. <https://doi.org/10.1175/WAF859.1>
54. A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast / V. S. Challa [et al.] // *Atmospheric Research*. 2009. Vol. 91, iss. 1. P. 9–25. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.05.004>

55. Ефимов В. В., Барабанов В. С. Развитие летней бризовой циркуляции в западном регионе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 5. С. 21–32. EDN TOERWN.
56. A characterization of sea-breeze events in the eastern Cantabrian coast (Spain) from observational data and WRF simulations / J. A. Arrillaga [et al.] // Atmospheric Research. 2016. Vol. 181. P. 265–280. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.06.021>
57. Mitsumoto S., Ueda H., Ozoe H. A Laboratory Experiment on the Dynamics of the Land and Sea Breeze // Journal of the Atmospheric Sciences. 1983. Vol. 40, iss. 5. P. 1228–1240. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1228:ALEOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1228:ALEOTD>2.0.CO;2)
58. The Land/Sea Breeze Experiment (LASBEX) / J. M. Intrieri [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. 1990. Vol. 71, iss. 5. P. 656–664. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-71.5.656>
59. Simpson J. E., Britter R. E. A laboratory model of an atmospheric mesofront // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1980. Vol. 106, iss. 449. P. 485–500. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644907>
60. Rottman J. W., Simpson J. E. Gravity currents produced by instantaneous releases of a heavy fluid in a rectangular channel // Journal of Fluid Mechanics. 1983. Vol. 135. P. 95–110. <https://doi.org/10.1017/S0022112083002979>
61. Shin J. O., Dalziel S. B., Linden P. F. Gravity currents produced by lock exchange // Journal of Fluid Mechanics. 2004. Vol. 521. P. 1–34. <https://doi.org/10.1017/S002211200400165X>
62. Fisher E. L. An Observational Study of the Sea Breeze // Journal of the Atmospheric Sciences. 1960. Vol. 17, iss. 6. P. 645–660. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1960\)017<0645:AOSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1960)017<0645:AOSOTS>2.0.CO;2)
63. Tijm A. B. C., Van Delden A. J., Holtslag A. A. M. The Inland Penetration of Sea Breezes // Contributions to Atmospheric Physics. 1999. Vol. 72, iss. 4. P. 317–328.
64. Wakimoto R. M., Atkins N. T. Observations of the Sea-Breeze Front during CaPE. Part I: Single-Doppler, Satellite, and Cloud Photogrammetry Analysis // Monthly Weather Review. 1994. Vol. 122, iss. 6. P. 1092–1114. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<1092:OOTSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<1092:OOTSBF>2.0.CO;2)
65. Anjos M., Lopes A. Sea breeze front identification on the northeastern coast of Brazil and its implications for meteorological conditions in the Sergipe region // Theoretical and Applied Climatology. 2019. Vol. 137. P. 2151–2165. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2732-x>
66. Schmidt F. H. An Elementary Theory of the Land- and Sea-Breeze Circulation // Journal of the Atmospheric Sciences. 1947. Vol. 4, iss. 1. P. 9–20. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0009:AETOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0009:AETOTL>2.0.CO;2)
67. Malkus J. S., Stern M. E. The Flow of a Stable Atmosphere over a Heated Island, Part 1 // Journal of the Atmospheric Sciences. 1953. Vol. 10, iss. 1. P. 30–41. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1953\)010<0030:TFOASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1953)010<0030:TFOASA>2.0.CO;2)
68. Geisler J. E., Bretherton F. P. The Sea-Breeze Forerunner // Journal of the Atmospheric Sciences. 1969. Vol. 26, iss. 1. P. 82–95. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)026<0082:TSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<0082:TSBF>2.0.CO;2)
69. Kimura R. Dynamics of Steady Convections over Heat and Cool Islands // Journal of the Meteorological Society of Japan. 1975. Vol. 53, P. 440–457. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.53.6_440
70. Neumann J. On the Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breezes // Journal of the Atmospheric Sciences. 1977. Vol. 34, iss. 12. P. 1913–1917. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1913:OTRROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1913:OTRROT>2.0.CO;2)
71. Qian T., Epifanio C. C., Zhang F. Linear Theory Calculations for the Sea Breeze in a Background Wind: The Equatorial Case // Journal of the Atmospheric Sciences. 2009. Vol. 66, iss. 6. P. 1749–1763. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2851.1>
72. Jiang Q. On Offshore Propagating Diurnal Waves // Journal of the Atmospheric Sciences. 2012. Vol. 69, iss. 5. P. 1562–1581. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0220.1>

73. *Drobinski P., Rotunno R., Dubos T.* Linear theory of the sea breeze in a thermal wind // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Part B. Vol. 137, iss. 659. P. 1602–1609. <https://doi.org/10.1002/qj.847>
74. *Miles J. W.* On the stability of heterogeneous shear flows // *Journal of Fluid Mechanics*. 1961. Vol. 10, iss. 4. P. 496–508. <https://doi.org/10.1017/S0022112061000305>
75. *Booker J. R., Bretherton F. P.* The critical layer for internal gravity waves in a shear flow // *Journal of Fluid Mechanics*. 1967. Vol. 27, iss. 3. P. 513–539. <https://doi.org/10.1017/S0022112067000515>
76. *Jones W. L.* Propagation of internal gravity waves in fluids with shear flow and rotation // *Journal of Fluid Mechanics*. 1967. Vol. 30, iss. 3. P. 439–448. <https://doi.org/10.1017/S0022112067001521>
77. *Grimshaw R.* Internal gravity waves: critical layer absorption in a rotating fluid // *Journal of Fluid Mechanics*. 1975. Vol. 70, iss. 2. P. 287–304. <https://doi.org/10.1017/S0022112075002030>
78. *Шокуров М. В., Краевская Н. Ю.* Критические уровни бризовой циркуляции в рамках линейной теории // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 6. С. 620–636. EDN HXGABB. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-6-620-636>
79. *Fisher E. L.* A Theoretical Study of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1961. Vol. 18, iss. 2. P. 216–233. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1961\)018<0216:ATSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1961)018<0216:ATSOTS>2.0.CO;2)
80. *Martin C. L., Pielke R. A.* The Adequacy of the Hydrostatic Assumption in Sea Breeze Modeling over Flat Terrain // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1983. Vol. 40, iss. 6. P. 1472–1481. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1472:TAOTHA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1472:TAOTHA>2.0.CO;2)
81. *Yang X.* A study of nonhydrostatic effects in idealized sea breeze systems // *Boundary-Layer Meteorology*. 1991. Vol. 54. P. 183–208. <https://doi.org/10.1007/BF00119419>
82. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Land and Sea Breeze Circulation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1971. Vol. 28, iss. 4. P. 532–542. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2)
83. *Segal M., Pielke R. A.* The effect of water temperature and synoptic winds on the development of surface flows over narrow, elongated water bodies // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1985. Vol. 90, iss. C3. P. 4907–4910. <https://doi.org/10.1029/JC090iC03p04907>
84. *Pielke R. A.* A Comparison of Three-Dimensional and Two-Dimensional Numerical Predictions of Sea Breezes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, iss. 6. P. 1577–1585. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1577:ACOTDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1577:ACOTDA>2.0.CO;2)
85. *Anthes R. A., Warner T. T.* Development of Hydrodynamic Models Suitable for Air Pollution and Other Mesometeorological Studies // *Monthly Weather Review*. 1978. Vol. 106, iss. 8. P. 1045–1078. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1978\)106<1045:DOHMSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<1045:DOHMSF>2.0.CO;2)
86. *Richiardone R., Pearson R. A.* Inland convection and energy transfers in a sea breeze model // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1983. Vol. 109, iss. 460. P. 325–338. <https://doi.org/10.1002/qj.49710946006>
87. *Bechtold P., Pinty J.-P., Mascart F.* A Numerical Investigation of the Influence of Large-Scale Winds on Sea-Breeze- and Inland-Breeze-type Circulations // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1991. Vol. 30, iss. 9. P. 1268–1279. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2)
88. *Ookouchi Y.* On the Parameter Dependence of Two-Dimensional Sea-Breeze Models // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 1992. Vol. 70, iss. 2. P. 689–701. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.2_689
89. *Porson A., Steyn D. G., Schayes G. S.* Formulation of an Index for Sea Breezes in Opposing Winds // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2007. Vol. 46, iss. 8. P. 1257–1263. <https://doi.org/10.1175/JAM2525.1>

90. *Skamarock W. C., Klemp J. B.* A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications // *Journal of Computational Physics*. 2008. Vol. 227, iss. 7. P. 3465–3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>
91. *Steyn D. G.* Scaling the vertical structure of sea breezes revisited // *Boundary-Layer Meteorology*. 2003. Vol. 107. P. 177–188. <https://doi.org/10.1023/A:1021568117280>

Об авторах:

Шокуров Михаил Викторович, ведущий научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 9445-5295**, **ORCID ID: 0000-0003-1595-8281**, **ResearcherID: V-7160-2017**, shokurov.m@gmail.com

Краевская Наталья Юрьевна, младший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7325-9858**, **ORCID ID: 0000-0002-9031-2985**, **ResearcherID: ABA-1822-2020**, kraevskaja_n@mhi-ras.ru

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.465(269.4)

EDN: QJJFVQ

Климатическая структура и внутригодовая изменчивость температурных фронтов на поверхности океана в районе Патагонского шельфа

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

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 *artam-ant@yandex.ru*

Поступила в редакцию 04.03.2024; одобрена после рецензирования 06.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы – проанализировать особенности среднесуточной структуры и внутригодовой изменчивости характеристик температурных фронтов на поверхности океана в районе Патагонского шельфа.

Методы и результаты. Использовались среднесуточные значения температуры на поверхности океана из массива *NOAA OI SST* и составляющих геострофической скорости на поверхности из реанализа *CMEMS* в узлах регулярной сетки с шагом $0,25^\circ$ за 1993–2020 гг. На западной периферии крупномасштабного циклонического меандра, образуемого течениями в районе Патагонского шельфа, южнее 45° ю. ш. выделены три ветви Субантарктического фронта, соответствующие Западному Фолклендскому течению и двум струям Восточного Фолклендского течения. Севернее 45° ю. ш., где наблюдается одна струя Фолклендского течения, выделена одна ветвь Субантарктического фронта. На восточной периферии выделены фронт, соответствующий общему потоку Бразильского течения и рециркуляции Фолклендского течения, и южнее 40° ю. ш. – отдельная ветвь Субантарктического фронта, соответствующая еще одной рециркуляции Фолклендского течения. Показано, что на западной периферии меандра ветви фронта максимально обостряются в феврале – марте, на восточной периферии – в марте – апреле, в зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений – в апреле – мае и ноябре.

Выводы. Выявлено, что основная ветвь Субантарктического фронта на западной периферии циклонического меандра южнее 45° ю. ш. проходит над изобатами 900–1000 м, севернее 45° ю. ш. – над изобатами 150–170 м, ближе к зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений – над изобатами 50–60 м. На восточной периферии меандра севернее 40° ю. ш. основная ветвь фронта проходит над изобатами 800–1000 м, южнее 40° ю. ш. – над изобатами 1000–2500 м. Установлено, что отличия сезонного цикла интенсивности разных ветвей Субантарктического фронта связаны с различиями в скорости прогрева и охлаждения поверхностных вод, разделяемых этими ветвями.

Ключевые слова: Патагонский шельф, крупномасштабный циклонический меандр, донная топография, Субантарктический фронт, Фолклендское течение, Бразильское течение, сезонная изменчивость, горизонтальный градиент температуры

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

Для цитирования: Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Никольский Н. В. Климатическая структура и внутригодовая изменчивость температурных фронтов на поверхности океана в районе Патагонского шельфа // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 514–533. EDN QJJFVQ.

Original article

Climatic Structure and Intra-Annual Variability of Temperature Fronts on the Ocean Surface in the Patagonian Shelf Region

Yu. V. Artamonov , E. A. Skripaleva, 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 analyze the features of mean long-term structure and intra-annual variability of the characteristics of temperature fronts on the ocean surface in the Patagonian shelf region.

Methods and Results. Daily average values of the ocean surface temperature from the NOAA OI SST data and the geostrophic velocity components on the surface at the nodes of a 0.25° regular grid from the CMEMS reanalysis for 1993–2020 were used. It is shown that at the western periphery of a large-scale cyclonic meander formed by the currents in the Patagonian shelf region (south of 45° S), three branches of the Subantarctic Front are traced; they correspond to the West Falkland Current and to two jets of the East Falkland Current. North of 45° S, where one Falkland Current jet is observed, one branch of the Subantarctic Front is identified. On the eastern periphery of the meander, the front corresponding to the common stream of the Brazil Current and the Falkland Return Current is revealed. Besides, south of 40° S, a separate branch of the Subantarctic Front corresponding to one more recirculation of the Falkland Current is observed. It is shown that at the meander western periphery, the branches of the Subantarctic Front are most intensified in February – March, at its eastern periphery – in March – April, and at the meander northern peak (in the zone of the Brazil – Falkland Confluence) – in April – May and November.

Conclusions. It is found that on the western periphery of the cyclonic meander, south of 45° S, the main branch of the Subantarctic Front approximately follows the 900–1000 m isobaths, north of 45° S – the 150–170 m isobaths, and closer to the Brazil – Falkland Confluence – the 50–60 m isobaths. At the meander eastern periphery, north of 40° S, the main branch of the front is very close to the 800–1000 m isobaths, south of 40° S – to the 1000–2500 m isobaths. It has been established that the differences between the seasonal cycles of intensity of the Subantarctic Front branches are related to the dissimilar warming and cooling rates of surface waters separated by these branches.

Keywords: Patagonian shelf, large-scale cyclonic meander, bottom topography, Subantarctic Front, Falkland Current, Brazil Current, seasonal variability, horizontal temperature gradient

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of a theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0014 “Fundamental studies of interaction processes in the sea – air system which form variability of marine environment physical state at different spatial and temporal scales”.

For citation: Artamonov, Yu.V., Skripaleva, E.A. and Nikolsky, N.V., 2024. Climatic Structure and Intra-Annual Variability of Temperature Fronts on the Ocean Surface in the Patagonian Shelf Region. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 467–485.

Введение

Известно, что поток Северной ветви Антарктического циркумполярного течения (СВ АЦТ) при выходе из пролива Дрейка разворачивается по антициклонической траектории в районе банки Бердвуд и в виде нескольких

струй проникает на север ¹ [1–11]. Эти струи огибают Фолклендские о-ва в виде Западного (ЗФТ) и Восточного (ВФТ) Фолклендских течений и проходят над Патагонским шельфом и свалом глубин. Севернее 45° ю. ш. ЗФТ и ВФТ практически сливаются, формируя общее Фолклендское (Мальвинское) течение (ФТ). Часть потока ФТ в районе 38–40° ю. ш. разворачивается на юг, образуя крупномасштабный циклонический меандр над Патагонским шельфом и свалом глубин. Другая часть потока ФТ следует на север и встречается с Бразильским течением (БТ), формируя примерно на 36–38° ю. ш. зону схождения этих течений. Восточная периферия циклонического меандра (рециркуляционная ветвь ФТ, РВ ФТ) примерно на широте 45° ю. ш. разворачивается на восток и далее следует вдоль северной границы Фолклендского плато в виде СВ АЦТ ¹ [1, 3–6, 11–17]. Перенос Фолклендским течением на север холодных субантарктических вод приводит к формированию в районе Патагонского шельфа и свала глубин интенсивных гидрологических фронтов, которые, согласно [14, 15, 18–20], являются зонами повышенной биопродуктивности. Высокая промысловая значимость вод Патагонского шельфа обусловила повышенный интерес к вопросам изменчивости фронтальной структуры в этом районе. В большинстве работ [1, 3, 4, 6, 8, 12, 14–17, 21, 22] основное внимание уделяется анализу структуры течений или динамических фронтов. Показано, что ФТ характеризуется многоструйной структурой, при этом выделяются две наиболее интенсивные струи – прибрежная и мористая. Их ядра (максимумы скорости) расположены на относительно плоских участках шельфового склона, где глубина дна составляет примерно 150–200 и 1400–1500 м соответственно [15, 17].

В некоторых работах показано, что между струями ФТ и фронтами в поле температуры поверхности океана (ТПО) существует связь и максимумы (по абсолютной величине) ее отрицательных зональных градиентов совпадают с максимальными меридиональными скоростями течений [14, 15]. Вместе с тем работы, в которых анализируются особенности структуры и изменчивости температурных фронтов в районе Патагонского шельфа, относительно немногочисленны, при этом температурные фронты, связанные с системой струй ФТ, носят разные названия – фронт Патагонского шельфа [14], Фолклендский, или Мальвинский, фронт [15], Субантарктический фронт (САФ) [2, 7, 23]. В данной работе мы будем придерживаться одной терминологии и называть все температурные фронты, связанные со струями ФТ, ветвями САФ. В работах разных авторов, базирующихся на различных данных, наблюдаются некоторые несоответствия в структуре и положении ветвей САФ. Так, в работе [23] на основе гидрологического массива *World Ocean Atlas–1994* показано, что положение САФ в поле температуры вдоль Патагонского материкового склона стабильно в течение года и повторяет конфигурацию изобат 500–700 м. В работе [14], базирующейся на спутниковых данных ТПО из массива *NOAA/NASA Pathfinder*, выделены несколько температурных фронтов, отделяющих шельфовые воды от более холодных вод, переносимых ФТ, при этом наиболее интенсивный фронт расположен вблизи изобаты 200 м. В работе

¹ Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Водные массы и циркуляция Южного океана. Ленинград : Гидрометеозидат, 1986. 288 с.

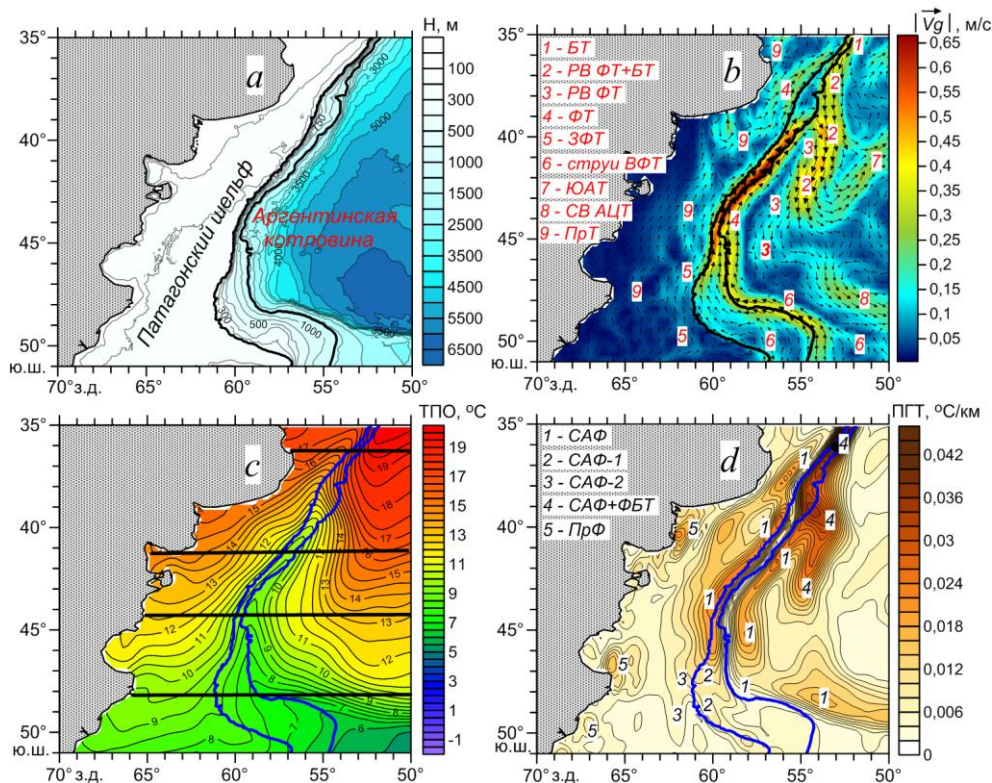
[15] на основе данных контактных измерений и спутниковых снимков *MODIS Aqua* делается вывод, что наиболее интенсивный температурный САФ проходит вдоль изобаты 1400 м.

Отметим также, что внутригодовая изменчивость характеристик САФ исследована слабо, при этом анализировались относительно короткие временные ряды данных, недостаточные для получения статистически достоверных климатических норм, или изменчивость фронта рассматривалась на отдельных разрезах, что не дает возможность оценить ее особенности на всей протяженности фронта [7, 14]. В настоящее время для исследования структуры и изменчивости фронтов появилась возможность использовать длительные ряды данных океанических реанализов и массивов, полученных оптимальной интерполяцией контактных и спутниковых измерений, с высоким пространственно-временным разрешением. Цель настоящей работы – на основе данных массива *NOAA OI SST* за период 1993–2020 гг. уточнить средне-многолетнюю пространственную структуру фронтов в поле ТПО и климатическую сезонную изменчивость их характеристик в районе Патагонского шельфа.

Материалы и методы

В работе рассматривается район юго-западной Атлантики, расположенный над Патагонским шельфом и свалом глубин между Фолклендскими о-вами и 35° ю. ш., ограниченный с запада 50° з. д. (рис. 1, а). Схема донной топографии построена по данным *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* с сайта http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/ с пространственным разрешением 15 угловых секунд.

Структура и изменчивость температурных фронтов исследовалась по данным массива *NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OI SST)* с сайта <https://www.ncei.noaa.gov/data/sea-surface-temperature-optimum-interpolation/v2.1/access/avhrr/>, содержащего среднесуточные значения ТПО в узлах регулярной сетки с шагом 0,25° за период 1993–2020 гг., полученные методом оптимальной интерполяции данных спутниковых и контактных измерений [24]. Формирование температурных фронтов на поверхности связано с циркуляцией вод (с адвекцией холодных и теплых вод разнонаправленными течениями), поэтому для интерпретации особенностей пространственной структуры фронтов в поле ТПО анализировалась средне-многолетняя структура течений, полученная на основе реанализа *Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)* с сайта http://marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047. Данные реанализа представляют собой среднесуточные значения составляющих геострофической скорости на поверхности в узлах регулярной сетки с шагом 0,25° за период 1993–2020 гг. Отметим, что в районе Патагонского шельфа реанализы, входящие в *CMEMS*, хорошо согласуются с натурными измерениями [17]. В работе [22] отмечается также высокая согласованность геострофических скоростей на поверхности с данными фактических измерений скорости.



Р и с. 1. Схема рельефа дна в районе исследования (а), пространственное распределение среднесуточных значений модуля скорости $|\vec{V}_g|$ и векторов геострофических течений (b), температуры (c), полного градиента температуры (d) на поверхности океана. Жирными линиями выделены изобаты 200 м и 1400 м. Горизонтальными линиями показаны географические параллели, для которых представлены климатические среднегодовые и среднесуточные распределения ЗГТ и V_g . Обозначения: БТ – Бразильское течение, ФТ – Фолклендское течение, РВ ФТ – рециркуляционная ветвь Фолклендского течения, ЗФТ – Западное Фолклендское течение, ВФТ – Восточное Фолклендское течение, ЮАТ – Южно-Атлантическое течение, СВ АЦТ – Северная ветвь Антарктического циркумполярного течения, ПрТ – прибрежные течения, САФ – Субантарктический фронт, ФБТ – Фронт Бразильского течения, ПрФ – прибрежные фронты

F i g. 1. Scheme of bottom relief in the study area (a), spatial distribution of the long-term average values of velocity module $|\vec{V}_g|$ and geostrophic current vectors (b), temperature (c) and total temperature gradient (d) on the ocean surface. Bold lines indicate locations of the 200 m and 1400 m isobaths. Horizontal lines show the parallels for which the climatic annual and monthly average distributions of ZTG and the meridional velocity component V_g are presented. Abbreviation decoding: BC – Brazil Current, FC – Falkland Current, FRC – Falkland Return Current, WFC – West Falkland Current, EFC – East Falkland Current, SAC – South Atlantic Current, NB ACC – Northern Branch of the Antarctic Circumpolar Current, CC – coastal currents, SAF – Subantarctic Front, BCF – Brazil Current Front, CF – coastal fronts

Нами было проведено сопоставление геострофических скоростей из используемого в настоящей работе массива с полными скоростями, включающими ветровую дрейфовую составляющую, по данным реанализов *ECMWF ORAS5* и *GLORYS2V4*, входящих в *CMEMS*. Было выявлено, что положение ос-

новых максимумов геострофических и суммарных скоростей практически совпадает. Незначительные различия в значениях скорости между суммарными и геострофическими течениями несущественны для решения нашей задачи, так как мы рассматриваем среднесуточную структуру течений и положение потоков только для интерпретации пространственной структуры температурных фронтов.

Одинаковый шаг сетки массивов исходных данных и совпадение координат ее узлов дают возможность корректно сопоставить положение стрежней геострофических течений и температурных фронтов, а временной период данных в 28 лет является достаточным для получения статистически достоверных средних характеристик ТПО и геострофической скорости².

По исходным среднесуточным значениям ТПО и составляющих геострофической скорости рассчитывались их климатические среднесеasonные и среднесуточные значения в каждом узле сетки, по которым затем рассчитывались меридиональные, зональные и полные горизонтальные градиенты ТПО, модуль скорости $|\vec{V}_g|$ и направления векторов течений.

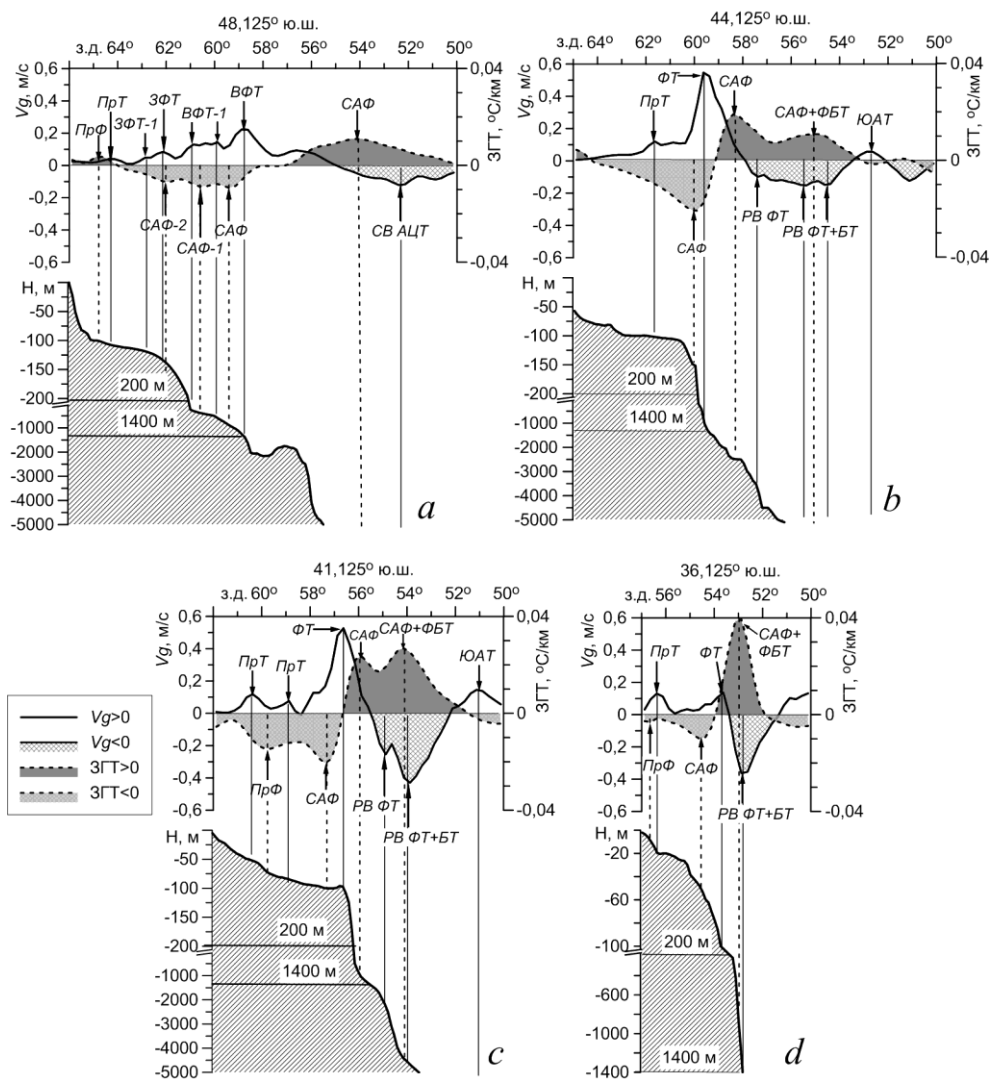
В рассматриваемом районе температурные фронты и течения имеют в основном квазимеридиональную ориентацию, поэтому при выделении фронтов в поле ТПО использовался критерий максимума (по абсолютной величине) зонального градиента температуры (ЗГТ), а при выделении стрежня течения – критерий максимума меридиональной составляющей геострофической скорости V_g . Положительное либо отрицательное значение ЗГТ показывает повышение либо понижение температуры в направлении с запада на восток. Под интенсивностью фронта подразумевается значение максимума градиента, соответствующего фронту. Положение температурных фронтов и стрежней течений определялось на выборках ЗГТ и V_g вдоль параллелей с шагом $0,25^\circ$ по широте.

Результаты исследований

Пространственные распределения среднесуточных значений модуля и векторов геострофической скорости (рис. 1, *b*) показывают, что положение струй течений в районе Патагонского шельфа в значительной степени обусловлено особенностями донной топографии (рис. 1, *a*). Отметим, что над самой мелководной частью шельфа с глубинами $< 50\text{--}100$ м прослеживаются прибрежные течения, которые не связаны с крупномасштабным циклоническим меандром, образуемым Фолклендским течением (рис. 1, *b*; 2). В южной части района исследования (южнее 45° ю. ш.), где шельф расширяется и наблюдаются относительно плоские участки материкового склона (террасы) (рис. 1, *a*), Западное и Восточное Фолклендские течения характеризуются многоструйной структурой. Над шельфом с глубинами $100\text{--}150$ м прослеживаются две слабые струи Западного Фолклендского течения (ЗФТ и ЗФТ-1). Мористее между изобатами 200 и 500 м наблюдается широкий поток, соответствующий относительно слабой струе Восточного Фолклендского течения (ВФТ-1). Наиболее интенсивная струя ВФТ проходит над материковым склоном примерно вдоль изобаты 1400 м (рис. 1, *b*; 2, *a*). Положение основной

² Монин А. С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1999. 523 с.

струи ВФТ в среднемноголетнем поле геострофической скорости хорошо согласуется с данными фактических измерений, выполненных в этом районе в различные годы [15, 21]. В южной части Аргентинской котловины примерно вдоль изобат 2400–2500 м проходит еще одна слабая струя ВФТ (рис. 1, *b*).

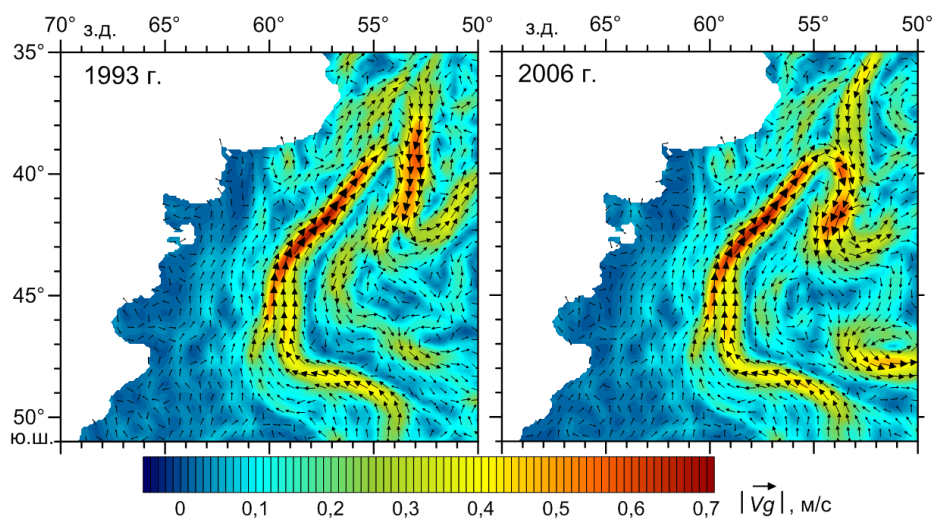


Р и с. 2. Распределения среднемноголетних значений ЗГТ (штриховые кривые) и Vg (сплошные кривые) на фоне профиля дна (заштрихован) вдоль 48,125° (*a*), 44,125° (*b*), 41,125° (*c*) и 36,125° (*d*) ю. ш. Положение температурных фронтов показано штриховыми линиями, стречней течений – сплошными

F i g. 2. Distributions of long-term average values of ZTG (dashed curves) and Vg (solid curves) along 48.125° S (*a*), 44.125° S (*b*), 41.125° S (*c*) and 36.125° S (*d*) against the background of bottom profile (shaded). Positions of temperature fronts are shown by dashed lines, and those of current jets – by solid ones

Севернее 45° ю. ш., где изобаты 200 и 1400 м располагаются близко друг к другу (рис. 1, *a*), струи ЗФТ и ВФТ сливаются, образуя один интенсивный поток ФТ, представляющий собой западную периферию циклонического меандра (рис. 1, *b*; 2, *b*).

В северной части меандра вследствие влияния рельефа дна выявлены две зоны рециркуляции ФТ, что уточняет более ранние исследования, в которых выделялась только одна зона рециркуляции ФТ [1, 3–6, 11–17]. Первая зона располагается примерно на широте 40° ю. ш., севернее которой наблюдается терраса между изобатами 200 и 1400 м (рис. 1, *a*). Здесь часть потока ФТ разворачивается на юг в виде рециркуляционной ветви ФТ, которая проходит над материковым склоном примерно вдоль изобат 2000–3500 м (рис. 1, *b*; 2, *b*, *c*). Южнее 47° ю. ш. РВ ФТ разворачивается на восток и следует вдоль северной границы Фолклендского плато как Северная ветвь АЦТ (рис. 1, *b*; 2, *a*). Другая часть потока ФТ продолжает следовать на север вдоль западного края террасы над изобатами 100–200 м, на 35 – 36° ю. ш. она встречается с Бразильским течением и образует вторую зону рециркуляции. В результате слияния БТ и рециркуляции ФТ формируется интенсивный общий поток (РВ ФТ+БТ), который следует на юг над материковым склоном мористее изобаты 1400 м примерно до 39° ю. ш. (рис. 1, *b*; 2, *d*). Южнее, в районе 40 – 41° ю. ш., часть потока РВ ФТ+БТ разворачивается на восток и проходит над глубоководной частью Аргентинской котловины примерно над изобатой 5500 м. Основная часть потока РВ ФТ+БТ продолжает следовать на юг над изобатой 4500 м (рис. 1, *b*; 2, *c*) и между 43° и $44,5^\circ$ ю. ш. разворачивается на северо-восток по антициклонической траектории и далее следует в восточном направлении в виде Южно-Атлантического течения (ЮАТ) (рис. 1, *b*; 2, *b*, *c*).



Р и с. 3. Пространственные распределения среднегодовых значений модуля скорости $|\vec{V}_g|$ и векторов геострофических течений для разных лет

F i g. 3. Spatial distributions of the annual average values of velocity module $|\vec{V}_g|$ and vectors of geostrophic currents for different years

Основные особенности циркуляции, выявленные в среднемноголетнем поле геострофической скорости, хорошо проявляются на распределениях векторов течений и модуля скорости для каждого года (рис. 3). Несмотря на межгодовую изменчивость интенсивности потоков, положение основных струй ЗФТ, ВФТ, ФТ, потока РВ ФТ+БТ и двух рециркуляций ФТ (в районе 40° ю. ш. и между 35° и 36° ю. ш.), контролируемое особенностями рельефа дна, сохраняется в течение каждого года.

Разнонаправленные геострофические потоки приводят к формированию в поле ТПО хорошо выраженных языков холодных и теплых вод (рис. 1, *с*), на границах которых образуются зоны повышенных полных горизонтальных градиентов температуры (ПГТ), или фронтальные зоны (рис. 1, *д*). Согласно [8, 19, 20], струи интенсивных течений являются барьерами, препятствующими горизонтальному водообмену, и разделяют водные массы с различной степенью трансформации.

Приведем основные особенности среднемноголетней структуры температурных фронтов, формирующихся на перифериях крупномасштабного циклонического меандра. Отметим, что над мелководной частью шельфа с глубинами < 100 м наблюдаются относительно слабые экстремумы градиентов ТПО разного знака, которые связаны с адвекцией шельфовых вод струями прибрежных течений и условно названы прибрежными фронтами (рис. 1, *д*; 2). Поскольку ветви ПрФ не относятся к системе фронтов крупномасштабного циклонического меандра, в рамках данной работы они не обсуждаются.

На юго-западной периферии меандра южнее 45° ю. ш. выделены три фронта, которые мы идентифицируем как ветви САФ. Наиболее интенсивная из них восточная ветвь (собственно САФ) проходит примерно на $0,5^\circ$ западнее основной струи ВФТ над изобатами 900–1000 м. Более слабая центральная ветвь (САФ-1) располагается в пределах потока ВФТ-1 над изобатами 300–400 м. Западная ветвь (САФ-2) практически совпадает со струей ЗФТ и прослеживается над изобатами 130–150 м (рис. 2, *а*). Севернее 45° ю. ш., где западная периферия меандра формируется одним потоком ФТ, САФ также представлен одной ветвью. Здесь фронт располагается примерно на $0,25^\circ$ западнее потока ФТ над изобатами 150–170 м (рис. 2, *б*). В северо-западной части меандра САФ проходит над изобатой 100 м, при этом смещение его положения на запад относительно положения стрежня ФТ постепенно увеличивается и на широте 41° ю. ш. достигает $0,5^\circ$ (рис. 2, *с*). Ближе к зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений САФ располагается над глубинами 50–60 м, заметно ослабевает и смещается к западу относительно ФТ почти на 1° (рис. 2, *д*). На северо-восточной периферии циклонического меандра, которую образует общий поток РВ ФТ+БТ, в поле ТПО наблюдается интенсивный фронт, формирующийся в результате схождения Субантарктического фронта и Фронта Бразильского течения (САФ+ФБТ). Этот фронт проходит над изобатами 800–1000 м и практически совпадает по положению со стрежнем РВ ФТ+БТ (рис. 2, *д*). Примерно до 39 – 40° ю. ш. САФ+ФБТ разделяет холодные воды, переносимые ФТ, и теплые воды, переносимые потоком РВ ФТ+БТ. На восточной периферии меандра южнее 40° ю. ш. наблюдается широкая зона высоких значений ЗГТ, в пределах которой к западу от основного максимума ЗГТ, соответствующего САФ+ФБТ, выделяется еще

один максимум ЗГТ, соответствующий еще одной ветви САФ (рис. 2, *с*). Формирование двух температурных фронтов на данном участке меандра связано с двумя потоками южного направления (рециркуляция ФТ и общий поток РВ ФТ+БТ). Здесь САФ отделяет наиболее холодные воды, переносимые ФТ с юга, от более теплых вод, поступающих с севера с рециркуляцией ФТ, а САФ+ФБТ, в свою очередь, отделяет последние от еще более теплых вод, переносимых РВ ФТ+БТ. Ветвь САФ+ФБТ практически совпадает по положению со стрежнем РВ ФТ+БТ, а САФ смещен к западу от струи РВ ФТ почти на 1° (рис. 2, *с*). Эти два фронта (САФ и САФ+ФБТ) сохраняются примерно до 45° ю. ш., при этом САФ прослеживается над материковым склоном вдоль изобат 1000–2500 м и постепенно усиливается в южном направлении, а САФ+ФБТ проходит над глубинами более 4000 м и, наоборот, постепенно ослабевает (рис. 2, *б, с*). Отметим, что выделение двух ветвей САФ на восточной периферии меандра между 40° и 45° ю. ш. позволило уточнить результаты более ранней работы [14], в которой отмечалось существование к югу от 40° ю. ш. одного температурного мористого фронта, характеризующегося слабыми положительными градиентами ТПО.

В целом проведенный анализ связи положения ветвей САФ с особенностями донной топографии показал, что в отличие от ранее полученных результатов [14, 15, 23] основная ветвь САФ в разных районах акватории проходит над разными изобатами: в юго-западной части акватории – над изобатами 900–1000 м, севернее 45° ю. ш. – над изобатами 150–170 м, у вершины циклонического меандра – над изобатами 50–60 м, на восточной периферии меандра примерно до 40° ю. ш. – над изобатами 800–1000 м, южнее – над изобатами 1000–2500 м.

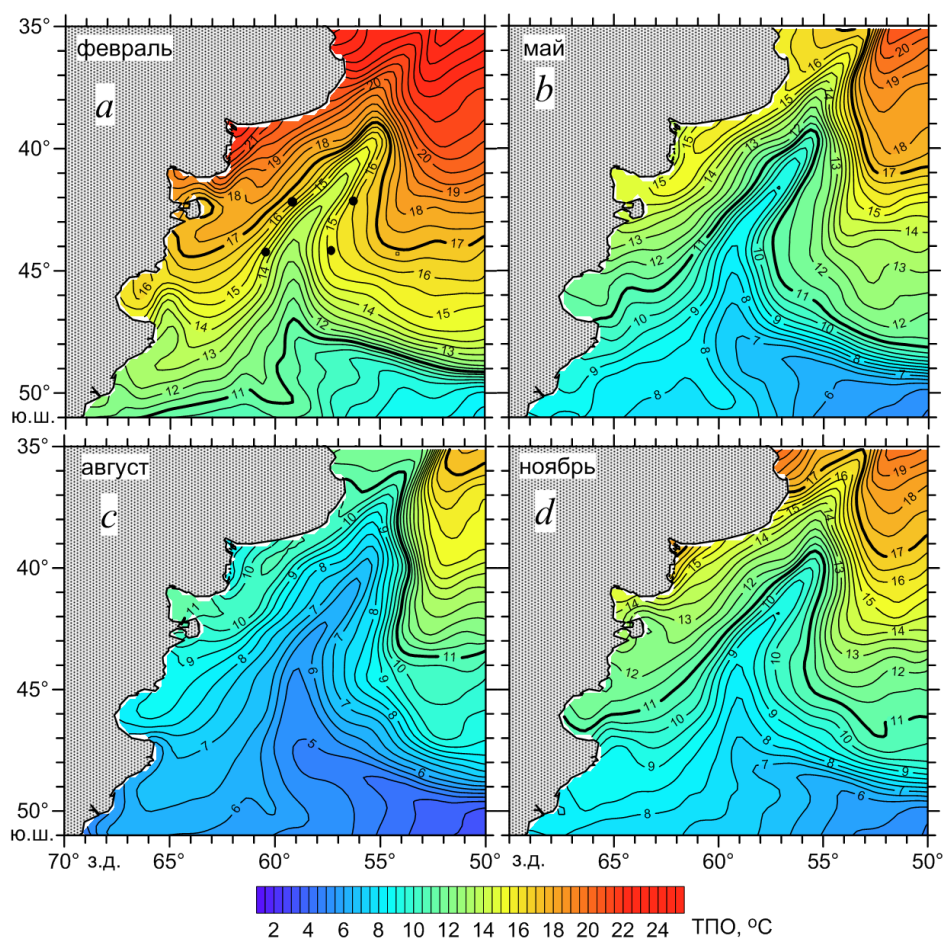
Отметим, что в целом на перифериях крупномасштабного меандра температурные фронты на поверхности либо совпадают по положению со стрежнями геострофических течений, либо располагаются западнее, при этом максимальное смещение не превышает 1° по долготе и отмечается на восточной периферии меандра.

К югу от 47 – 48° ю. ш., где поток РВ ФТ+БТ разворачивается на восток и следует вдоль северной границы Фолклендского плато как СВ АЦТ, в среднегодовом поле ТПО наблюдается один основной экстремум ЗГТ, соответствующий САФ (рис. 2, *а*).

Анализ среднемесячных распределений ТПО показал, что, несмотря на высокую сезонную изменчивость, хорошо выраженные языки холодных и теплых вод прослеживаются в течение года (рис. 4), вследствие чего основные особенности среднегодовой фронтальной структуры наблюдаются в течение всех месяцев (рис. 5).

Распределения климатических среднемесячных зональных градиентов ТПО показали, что под влиянием рельефа дна ветви САФ, особенно на западной периферии меандра, имеют устойчивое положение, их внутригодовые смещения по долготе не превышают 1° (рис. 5, 6). Вместе с тем внутригодовые изменения интенсивности ветвей САФ заметно различаются на разных участках акватории: на юге их значения не превышают $0,012^\circ\text{C}/\text{км}$ (рис. 6, *а*), севернее 45° ю. ш. они увеличиваются до $0,016$ – $0,02^\circ\text{C}/\text{км}$ (рис. 6, *б, с*), у вершины меандра снова уменьшаются и на 35 – 36° ю. ш. составляют

0,006°C/км (рис. 6, *d*). Значения сезонных изменений интенсивности САФ+ФБТ уменьшаются в южном направлении от 0,04–0,05°C/км на 35–36° ю. ш. до 0,012°C/км на 44° ю. ш. (рис. 6, *b–d*).

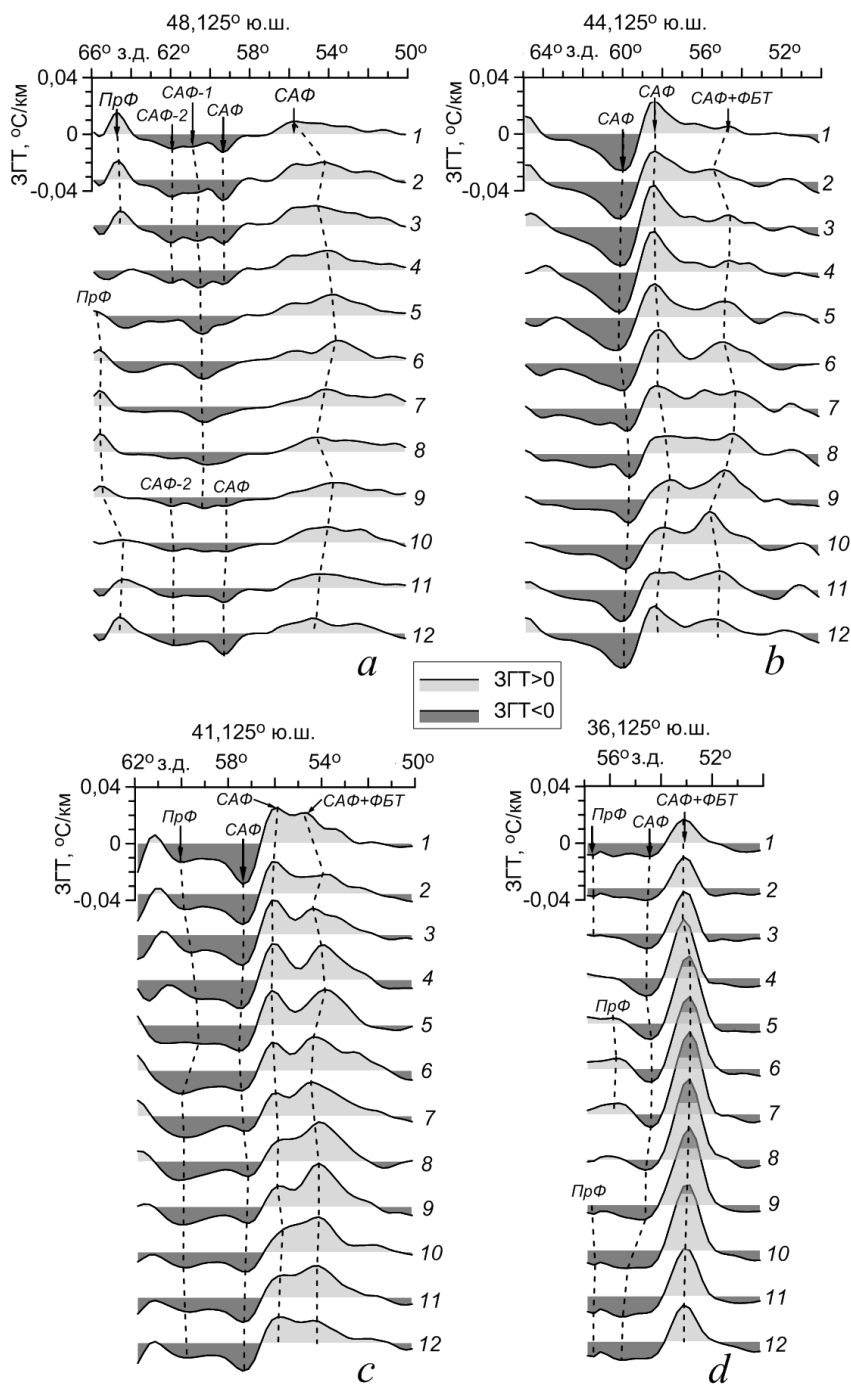


Р и с. 4. Распределения климатических среднемесячных значений ТПО в феврале (*a*), мае (*b*), августе (*c*) и ноябре (*d*). Жирными линиями выделены изотермы 11°C и 17°C

Fig. 4. Distributions of the climatic monthly average SST values in February (*a*), May (*b*), August (*c*) and November (*d*). Bold lines denote the 11°C and 17°C isotherms

Отмечаются также отличия в периодах максимального обострения фронтов на различных участках западной (рис. 7, *a*) и восточной (рис. 7, *b*) периферий крупномасштабного меандра.

Особенности сезонной изменчивости интенсивности фронтов в поле ТПО связаны с различиями в скорости внутригодовых смещений изотерм в языках холодных и теплых вод (рис. 4), которые обусловлены совместным влиянием адвекции и сезонного прогрева/выхолаживания поверхностных вод, разделяемых фронтами.



Р и с. 5. Распределения климатических среднемесячных значений ЗГТ вдоль 48,125° (a), 44,125° (b), 41,125° (c) и 36,125° (d) ю. ш. Положение температурных фронтов показано штриховыми линиями, числа у кривых – месяцы

Fig. 5. Distributions of the climatic monthly average ZTG values along 48.125° S (a), 44.125° S (b), 41.125° S (c) and 36.125° S (d). Positions of temperature fronts are shown by dashed lines, numerals by the curves are months

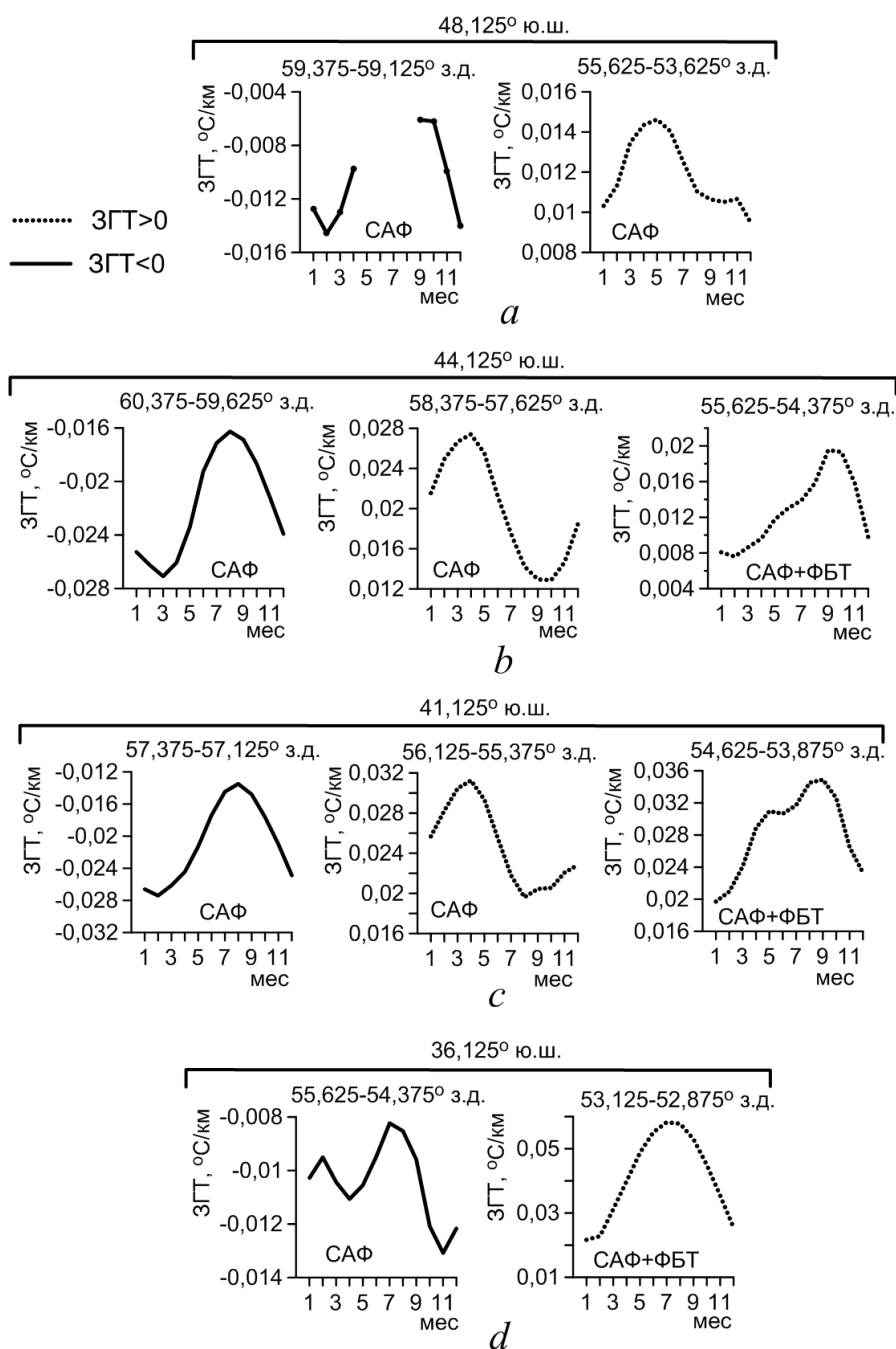
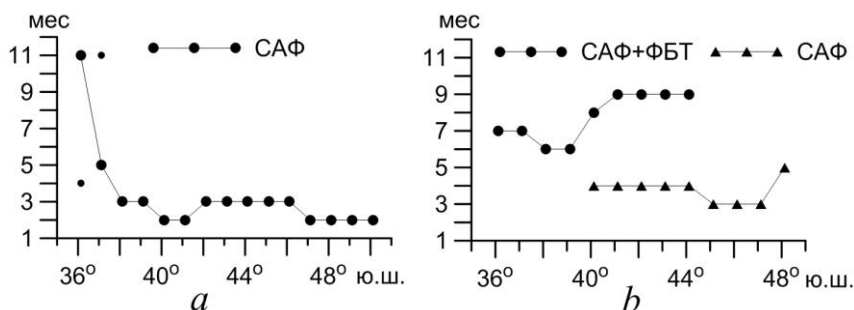


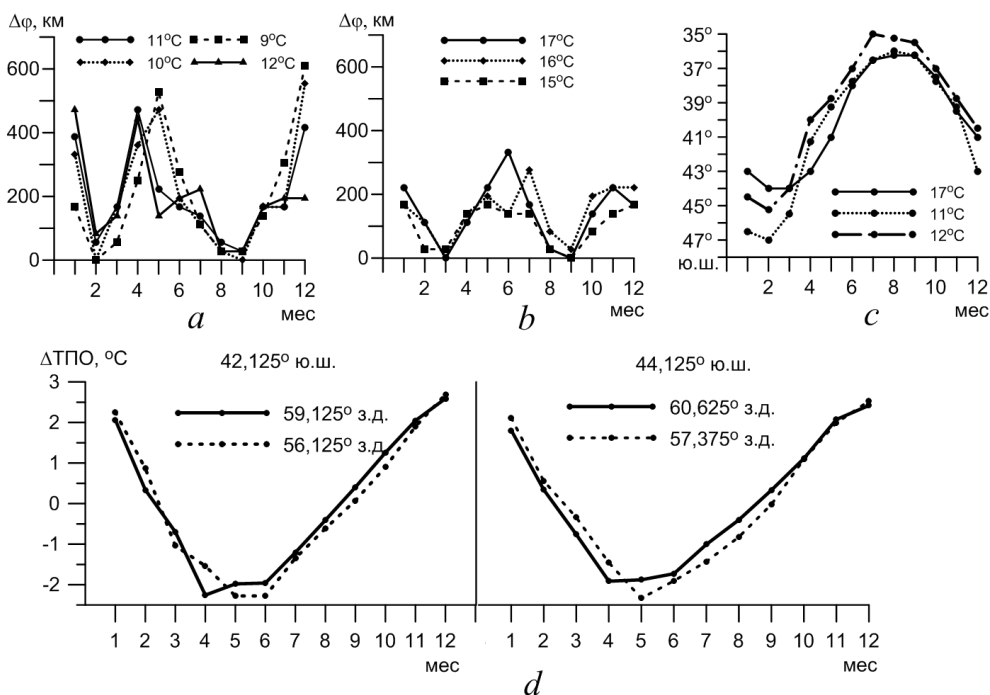
Рис. 6. Графики климатического сезонного цикла интенсивности САФ и САФ+ФБТ и диапазон их долготных смещений в течение года (показан на графиках) на 48,125° (а), 44,125° (б), 41,125° (с) и 36,125° (д) ю. ш.

Fig. 6. Graphs of climatic seasonal cycle of SAF and SAF+BCF intensity, and the range of their longitudinal displacement during a year (shown on the graphs) on 48.125° S (а), 44.125° S (б), 41.125° S (с) and 36.125° S (д)



Р и с. 7. Месяц наступления максимального обострения САФ и САФ+ФБТ на западной (а) и восточной (b) перифериях циклонического меандра. Точками на фрагменте а показано наступление второго, более слабого, максимума интенсивности САФ

F i g. 7. Month of maximum intensification of SAF and SAF+BCF at the western (a) and eastern (b) peripheries of a cyclonic meander. Dots in fragment a show the onset of the second, weaker maximum of SAF intensity



Р и с. 8. Смещения по широте (км в месяц) различных изотерм в языках холодных (а) и теплых (b) вод; крайнее северное положение изотерм 11°C и 12°C в языке холодных вод и крайнее южное положение изотермы 17°C в языке теплых вод для каждого месяца (c); внутригодовой ход ΔТПО в отдельных узлах сетки (показаны точками на рис. 4, а) на западной (сплошные кривые) и восточной (пунктир) перифериях меандра (d)

F i g. 8. Displacement (along the latitude) speed (km/month) of different isotherms in the tongues of cold (a) and warm (b) waters; extreme northern position of the 11°C and 12°C isotherms in the cold water tongue, and extreme southern position of the 17°C isotherm in the warm water tongue for each month (c); ΔSST intra-annual cycle in certain grid knots (shown by points in Fig. 4, a) at the western (solid curves) and eastern (dotted curves) meander peripheries (d)

В работе оцениваются смещения по широте в течение года изотерм 9–12°C и 15–17°C, типичных для языков холодных и теплых вод соответственно. Для этого рассчитывалась разница в километрах ($\Delta\phi$) между крайним северным и крайним южным положениями этих изотерм в языках холодных и теплых вод соответственно в январе относительно декабря, в феврале относительно января и т. д. (рис. 8, *a, b*).

Внутригодовые изменения $\Delta\phi$ показывают, что в периоды максимального прогрева (февраль – март) и выхолаживания (август – сентябрь) поверхностных вод ³ эти изотермы слабо изменяют свое широтное положение. В апреле – мае, когда происходит интенсивное охлаждение вод, изотермы 9–12°C смещаются на север почти на 450–500 км. С октября по февраль, когда поверхностные воды прогреваются, они смещаются на юг. Максимальные смещения, отражающие наибольшую скорость прогрева, для изотерм 9–11°C наблюдаются в декабре со значениями $\Delta\phi$, достигающими 400–600 км, для изотермы 12°C – в январе со значением $\Delta\phi \sim 500$ км (рис. 8, *a*). Отметим, что внутригодовой ход $\Delta\phi$ для изотерм 15–17°C в языке теплых вод аналогичен изменениям $\Delta\phi$ для изотерм 9–12°C, но их значения уменьшаются и не превышают 200–300 км (рис. 8, *b*). В целом в течение года смещения северной границы языка холодных вод по изотермам 11°C и 12°C и южной границы языка теплых вод по изотерме 17°C от крайнего южного до крайнего северного положения достигают 11°, 12° и 8° широты соответственно (рис. 8, *c*).

Анализируя связь сезонной изменчивости интенсивности ветвей САФ со смещением изотерм в языках холодных и теплых вод, отметим следующие особенности. На юго-западной периферии меандра западная (САФ-2) и восточная (САФ) ветви Субантарктического фронта наиболее четко прослеживаются в теплый сезон Южного полушария (рис. 5, *a*). В этот период САФ-2 отделяет прогретые шельфовые воды от более холодных вод, переносимых ЗФТ, а САФ отделяет воды, переносимые потоком ВФТ-1, от еще более холодных вод, переносимых основной ветвью ВФТ (рис. 4, *a*). Эти фронты максимально обостряются в феврале – марте (рис. 6, *a*; 7, *a*), когда отмечается максимальный прогрев вод южной части шельфа (значения ТПО > 12,5–13°C) (рис. 4, *a*). В эти месяцы северная граница языка холодных вод по изотермам 9–12°C располагается на юге и слабо изменяет широтное положение (рис. 8, *a, c*). В холодный сезон (с мая по август) значения ТПО над южной частью шельфа не превышают 7–9°C (рис. 4, *b, c*). Контрасты температуры между прибрежными водами и водами, переносимыми ЗФТ и ВФТ, заметно понижаются, что приводит к ослаблению САФ-2 и САФ (рис. 6, *a*). В этот период поток ВФТ-1 приносит с юга более холодные воды с температурой < 6–8°C (рис. 4, *b, c*). Судя по быстрому смещению изотерм 9–10°C на север, можно отметить, что максимальная скорость понижения значений ТПО в языке холодных вод прослеживается в мае (рис. 8, *a*). Это приводит к увеличению температурных контрастов в зоне центральной ветви фронта САФ-1, наибольшее обострение которой наблюдается в мае – июне (рис. 5, *a*).

³ Ломакин П. Д., Скрипалева Е. А. Циркуляция и структура вод юго-западной части Атлантического океана и прилегающих акваторий Антарктики. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 116 с.

Севернее 45° ю. ш. в структуре САФ в течение всего года наблюдается одна ветвь, которая является западной границей языка переносимых ФТ холодных вод, отделяющей их от более теплых шельфовых вод (рис. 5, *b – d*). Здесь максимум обострения САФ наступает в феврале – марте (рис. 6, *b, c*; 7, *a*), когда отмечается максимальный прогрев поверхностных вод. В этот период изотермы $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$ в языке холодных вод практически не изменяют широтное положение и максимально смещены к югу (рис. 8, *a, c*). Усиление температурных контрастов, поддерживающих фронт, обусловлено более интенсивным прогревом шельфовых вод, где значения ТПО в этот период увеличиваются в северном направлении от 16°C до 21°C , в то время как к востоку от фронта в языке холодных вод они изменяются от 12°C до 17°C (рис. 4, *a*).

Таким образом, на всей западной периферии меандра основная ветвь САФ обостряется в феврале – марте, тогда как в более ранних работах отмечался более длительный период интенсификации фронта – с ноября по май в работе [14] и с декабря по март в работе [7].

У северной вершины меандра, в зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений, которые, согласно [13, 25], усиливаются в противофазе зимой и летом Южного полушария соответственно, интенсивность САФ также изменяется с полугодовым периодом с максимумами в апреле – мае и ноябре (рис. 6, *d*; 7, *a*). В апреле – мае усиление САФ происходит в период интенсивного выхолаживания, когда граница языка холодных вод по изотермам $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$ быстро смещается на север (рис. 8, *a, c*), а температура шельфовых вод остается достаточно высокой и превышает 15°C (рис. 4, *b*). Второй максимум интенсивности САФ (в ноябре) отмечается в период интенсивного прогрева, когда изотермы $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$ в языке холодных вод быстро смещаются на юг (рис. 8, *a, c*), а температура прибрежных шельфовых вод повышается до $17\text{--}18^{\circ}\text{C}$ (рис. 4, *d*).

Южнее зоны схождения Фолклендского и Бразильского течений примерно до 40° ю. ш., где фронт САФ+ФБТ является границей холодных и теплых вод, переносимых этими течениями, этот фронт обостряется в июне – июле, когда изотермы $11\text{--}12^{\circ}\text{C}$ в языке холодных вод максимально смещены на север (рис. 6, *d*; 7, *a*; 8, *a, c*). Южнее 40° ю. ш., где САФ+ФБТ служит западной границей языка теплых вод, отделяющей их от более холодных вод, переносимых рециркуляционной ветвью ФТ, он усиливается в августе – сентябре (рис. 6, *b, c*; 7, *b*). В этот период отмечается максимальное выхолаживание поверхностных вод и изотермы $15\text{--}17^{\circ}\text{C}$ в языке теплых вод максимально смещены к северу (рис. 8, *b, c*). Усиление фронта связано с тем, что в августе – сентябре температура вод, переносимых РВ ФТ, не превышает $9\text{--}10^{\circ}\text{C}$, тогда как значения ТПО в языке теплых вод, несмотря на общее выхолаживание, остаются более высокими и составляют $11\text{--}15^{\circ}\text{C}$ (рис. 4, *c*). Субантарктический фронт, расположенный западнее САФ+ФБТ и отделяющий воды, переносимые с севера РВ ФТ, от еще более холодных вод, переносимых с юга ФТ, обостряется в марте – апреле (рис. 6, *b, c*; 7, *b*). В этот период начинается охлаждение поверхностных вод, особенно выраженное в холодном языке, граница которого по изотермам $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$ в апреле смещается к северу почти на 500 км (рис. 8, *a, c*), в то время как воды, поступающие с севера с РВ ФТ, в это время еще заметно теплее (значения ТПО $> 13\text{--}15^{\circ}\text{C}$). Отметим, что на

восточной периферии меандра САФ усиливается примерно на месяц позже, чем на западной (рис. 7). Согласно более ранней работе [7], на восточной границе циклонического меандра к югу от 42° ю. ш. САФ усиливался в мае – июне, т. е. запаздывание времени наступления максимума по сравнению с западной периферией составляло почти полгода. Анализ внутригодового хода скорости изменения температуры ДТПО (разница между значениями ТПО текущего и предшествующего месяцев) показал, что подобное фазовое запаздывание в один месяц наблюдается при наступлении максимума скорости выхолаживания вод западнее и восточнее САФ на западной и восточной перифериях меандра соответственно (рис. 8, *d*). Максимальная скорость выхолаживания вод ($\Delta\text{ТПО} \sim -2,5^\circ\text{C}$) на западной периферии меандра отмечается в апреле, на восточной – на месяц позже, в мае.

К югу от 48° ю. ш. над северной границей Фолклендского плато основной экстремум ЗГТ в структуре САФ, наблюдаемый в течение всего года (рис. 5, *a*), максимально усиливается в мае (рис. 6, *a*; 7, *b*), в период интенсивного выхолаживания поверхностных вод.

Заключение

По данным *NOAA OI SST* уточнена пространственная структура Субантарктического фронта в климатическом поле температуры поверхности океана в районе Патагонского шельфа, проанализирована ее связь с особенностями донной топографии и геострофическими течениями, которые формируют в этом районе крупномасштабный циклонический меандр.

Высокое пространственное разрешение используемого массива данных позволило выделить несколько ветвей в структуре САФ в среднемноголетнем климатическом поле ТПО. Впервые показано, над какими изобатами в климатическом поле ТПО эти ветви САФ проходят в разных районах акватории. На западной периферии меандра южнее 45° ю. ш. были выделены три ветви Субантарктического фронта. Основная ветвь САФ (восточная) соответствует наиболее интенсивной струе ВФТ и проходит над изобатами 900–1000 м. Центральная и западная ветви САФ соответствуют более слабым струям ВФТ-1 и ЗФТ и проходят над изобатами 300–400 м и 130–150 м. Севернее 45° ю. ш. прослеживается одна ветвь САФ, соответствующая ФТ, которая проходит над изобатами 150–170 м. У вершины циклонического меандра, ближе к зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений, САФ проходит над изобатами 50–60 м.

Впервые показано, что под влиянием топографических особенностей (наличия террасы между изобатами 200 и 1400 м к северу от 40° ю. ш.) наблюдаются две зоны рециркуляции ФТ, что приводит к формированию на восточной периферии меандра двух ветвей САФ. Одна ветвь (САФ+ФБТ) образуется в результате схождения БТ и рециркуляционной ветви ФТ, вторая ветвь (САФ) формируется южнее 40° ю. ш. и соответствует еще одной рециркуляционной ветви ФТ. Эти две ветви прослеживаются примерно до 45° ю. ш. Ветвь САФ+ФБТ проходит над изобатами 800–1000 м до 40° ю. ш., южнее – над глубинами > 4000 м и постепенно ослабевает в южном направлении; САФ прослеживается над материковым склоном вдоль изобат 1000–2500 м и постепенно усиливается в южном направлении.

Впервые получены характеристики климатического сезонного цикла каждой ветви САФ на западной и восточной перифериях меандра. Установлено, что под влиянием рельефа дна ветви САФ, особенно на западной периферии меандра, имеют устойчивое положение, их внутригодовые смещения по долготе не превышают 1° . Выявлено, что значения внутригодовых изменений интенсивности ветвей САФ заметно различаются на разных участках акватории. На юге они не превышают $0,012^\circ\text{C}/\text{км}$, севернее 45° ю. ш. увеличиваются до $0,016\text{--}0,02^\circ\text{C}/\text{км}$, у вершины меандра снова уменьшаются и на $35\text{--}36^\circ$ ю. ш. составляют $0,006^\circ\text{C}/\text{км}$. Сезонные изменения интенсивности САФ+ФБТ ослабевают в южном направлении от $0,04\text{--}0,05^\circ\text{C}/\text{км}$ на $35\text{--}36^\circ$ ю. ш. до $0,012^\circ\text{C}/\text{км}$ на 44° ю. ш.

Выявлены отличия в периодах максимального обострения ветвей САФ на различных участках западной и восточной периферий крупномасштабного меандра. Показано, что они связаны с различиями в скорости прогрева и охлаждения вод, разделяемых этими ветвями. Установлено, что на западной периферии меандра ветви САФ максимально обостряются в феврале – марте, когда отмечается максимальный прогрев вод на шельфе. На восточной периферии меандра южнее 40° ю. ш. САФ усиливается примерно на месяц позже, в марте – апреле. Такое же запаздывание на месяц выявлено при наступлении максимума скорости выхолаживания вод на западной и восточной перифериях меандра. Установлено, что у северной вершины меандра, в зоне схождения Фолклендского и Бразильского течений, интенсивность САФ изменяется с полугодовым периодом с максимумами в апреле – мае во время интенсивного выхолаживания вод и в ноябре в период интенсивного прогрева. На восточной периферии меандра, южнее зоны схождения Фолклендского и Бразильского течений, САФ+ФБТ примерно до 40° ю. ш. обостряется в июне – июле, когда наблюдается максимальная скорость охлаждения поверхностных вод, южнее 40° ю. ш. – в августе – сентябре, когда отмечается минимум значений ТПО. Над северной границей Фолклендского плато САФ максимально усиливается в мае, в период интенсивного выхолаживания поверхностных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зырянов В. Н., Северов Д. Н. Циркуляция вод Фолклендско-Патагонского района и ее сезонная изменчивость // *Океанология*. 1979. Т. 19, № 5. С. 782–791. EDN DSXZHG.
2. Гурецкий В. В. Поверхностные термические фронты в атлантическом секторе Южного океана // *Метеорология и гидрология*. 1987. № 8. С. 81–88. URL : <https://www.researchgate.net/publication/263766610> (дата обращения: 05.07.2024).
3. Peterson R. G., Whitworth T. III. The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C8. P. 10817–10838. <https://doi.org/10.1029/JC094iC08p10817>
4. Peterson R. G., Stramma L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean // *Progress in Oceanography*. 1991. Vol. 26, iss. 1. P. 1–73. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8)
5. Белкин И. М. Фронтальная структура Южной Атлантики // *Пелагические экосистемы Южного океана* / Отв. ред. Н. М. Воронина. Москва : Наука, 1993. С. 40–53.
6. Orsi A. H., Whitworth T. III, Nowlin W. D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1995. Vol. 42, iss. 5. P. 641–673. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00021-W](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00021-W)

7. Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А. Структура и сезонная изменчивость Субантарктического фронта в юго-западной Атлантике по данным спутниковых измерений температуры поверхности океана // Системы контроля окружающей среды, 2005. Вып. 8. С. 237–239.
8. Sokolov S., Rintoul S. R. Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, iss. C11. C11018. <https://doi.org/10.1029/2008JC005108>
9. Fronts, meanders and eddies in Drake Passage during the ANT-XXIII/3 cruise in January–February 2006: A satellite perspective / N. Barré [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2011. Vol. 58, iss. 25–26. P. 2533–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.01.003>
10. Southern Ocean fronts: Controlled by wind or topography? / R. M. Graham [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117, iss. C8. C08018. <https://doi.org/10.1029/2012JC007887>
11. Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Никольский Н. В. Климатическая структура динамических и температурных фронтов в море Скоша и прилегающих акваториях // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 2. С. 127–150. EDN OKWWJW.
12. Roden G. I. Thermohaline fronts and baroclinic flow in the Argentine basin during the austral spring of 1984 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. Vol. 91, iss. C4. P. 5075–5093. <https://doi.org/10.1029/JC091iC04p05075>
13. Structure and Variability of the Falkland Current / A. V. Remeslo [et al.] // Doklady Earth Sciences. 2004. Vol. 399, iss. 8. P. 1156–1159. EDN LIOLMN.
14. Multiple thermal fronts near the Patagonian shelf break / B. C. Franco [et al.] // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, iss. 2. L02607. <https://doi.org/10.1029/2007GL032066>
15. Multiple jets in the Malvinas Current / A. R. Piola [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. Vol. 118, iss. 4. P. 2107–2117. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20170>
16. Malvinas Current variability from Argo floats and satellite altimetry / C. Artana [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 4854–4872. <https://doi.org/10.1002/2016JC011889>
17. Fronts of the Malvinas Current System: Surface and Subsurface Expressions Revealed by Satellite Altimetry, Argo Floats, and Mercator Operational Model Outputs / C. Artana [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. Vol. 123, iss. 8. P. 5261–5285. <https://doi.org/10.1029/2018JC013887>
18. Saraceno M., Provost C., Piola A. R. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll *a* in the western South Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2005. Vol. 110, iss. C11. C11016. <https://doi.org/10.1029/2004JC002736>
19. Sokolov S., Rintoul S. R. On the relationship between fronts of the Antarctic Circumpolar Current and surface chlorophyll concentrations in the Southern Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2007. Vol. 112, iss. C7. C07030. <https://doi.org/10.1029/2006JC004072>
20. Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate / C. C. Chapman [et al.] // Nature Climate Change. 2020. Vol. 10. P. 209–219. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>
21. Velocity and transport of the Falkland Current at 46°S / E. G. Morozov [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. Vol. 16, iss. 6. ES6005. EDN XESXYR. <https://doi.org/10.2205/2016ES000588>
22. Direct Measurements of the Malvinas Current Velocity Structure / D. I. Frey [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 126, iss. 4. e2020JC016727. <https://doi.org/10.1029/2020JC016727>
23. Артамонов Ю. В. Сезонная изменчивость положения Субантарктического фронта в юго-западной части Атлантики // Доклады НАН Украины. 2000. № 10. С. 115–120.

24. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature / R. W. Reynolds [et al.] // Journal of Climate. 2007. Vol. 20, iss. 22. P. 5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
25. *Matano R. P., Schlax M. G., Chelton D. B.* Seasonal variability in the southwestern Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1993. Vol. 98, iss. C10. P. 18027–18035. <https://doi.org/10.1029/93JC01602>

Об авторах:

Артамонов Юрий Владимирович, ведущий научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **SPIN-код: 9350-8966**, **ResearcherID: AAC-6651-2020**, **ORCID ID: 0000-0003-2669-7304**, 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, **SPIN-код: 6064-4860**, **ResearcherID: AAC-6648-2020**, **ORCID ID: 0000-0003-1012-515X**, sea-ant@yandex.ru

Никольский Николай Викторович, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 2374-8598**, **ResearcherID: AAT-7723-2020**, **ORCID ID: 0000-0002-3368-6745**, nikolsky.geo@gmail.com

Динамика аккумулятивного берега в условиях воздействия поперечного гидротехнического сооружения

Ю. Н. Горячкин, Д. И. Лазоренко , В. В. Фомин

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 *d.lazorenko.dntmm@gmail.com*

Поступила в редакцию 12.12.2023; одобрена после рецензирования 06.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Определение современной динамики пересыпи оз. Сасык (полуостров Крым) и воздействия на береговую зону расположенного здесь водозабора морской воды на основе длительных натурных наблюдений, спутниковых данных и математического моделирования – цель настоящей работы. Исследование проведено в связи с предполагаемым строительством поперечных гидротехнических сооружений.

Методы и результаты. Использованы регулярные (2007–2014 гг.) и эпизодические натурные наблюдения динамики береговой линии на пересыпи оз. Сасык. Выявлено, что максимальный размах межгодовых колебаний положения береговой линии составляет на створах к юго-востоку от поперечного сооружения (водозабор) 5,8 м, к северо-западу – 3,4–7,2 м. Сезонная изменчивость существенно выше: на створах к юго-востоку их максимальный размах составляет 14,6 м, к северо-западу – 26,7 м. Проведено исследование волнового климата. По данным реанализа волнения за 1979–2022 гг. показано, что наиболее вероятным направлением подхода волн к берегу является юго-западное с повторяемостью более 30%. С этого направления приходят и самые высокие волны. Получены экстремальные значения волновых характеристик, возможные один раз в n лет. Приведены среднемноголетние значения количества штормов в исследуемом районе в зависимости от их продолжительности. С помощью интегральной литодинамической модели *GenCade* получены оценки изменений положения береговой линии в исследуемом районе на межгодовых масштабах.

Выводы. Модельные расчеты позволили воспроизвести основные особенности и тенденции в изменении ширины пляжа в районе сооружения, полученные по данным натурных наблюдений. Среднегодовые потоки наносов в исследуемой области направлены по часовой стрелке (на юго-восток), что обусловлено ориентацией береговой линии и особенностями волнового климата. Разность среднегодовых значений потоков на границах области незначительна (менее 4% от среднемноголетнего значения потоков). Это указывает на незначительное влияние сооружения на суммарный перенос донного материала в юго-восточном направлении.

Ключевые слова: Черное море, озеро Сасык, пересыпь, водозабор, литодинамика, математическое моделирование, волновой климат, *GenCade*

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN 2024-0016.

Для цитирования: Горячкин Ю. Н., Лазоренко Д. И., Фомин В. В. Динамика аккумулятивного берега в условиях воздействия поперечного гидротехнического сооружения // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 534–555. EDN FGSEUY.

Dynamics of Accumulative Coast under the Influence of Transverse Hydraulic Structure

Yu. N. Goryachkin, D. I. Lazorenko , V. V. Fomin

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

 d.lazorenko.dntmm@gmail.com

Abstract

Purpose. The study is purposed at determining the modern dynamics of the Lake Sasyk bay-bar (Crimean Peninsula) and the impact of the located there seawater intake upon the coastal zone based on long-term *in situ* observations, satellite data and mathematical modeling. The study was conducted in view of the proposed construction of transverse hydraulic structures.

Methods and Results. Regular (2007–2014) and occasional *in situ* observations of the coastline dynamics at the Lake Sasyk bay-bar were used. The maximum inter-annual oscillations in the coastline locations are shown to be 5.8 m in the sections to the southeast from the transverse structure (seawater intake) and 3.4–7.2 m – in the sections to the northwest. Seasonal variability is significantly higher: in the sections to the southeast, the maximum range is 14.6 m, and in those to the northwest – 26.7 m. The wave climate was investigated. The wave reanalysis data for 1979–2022 have shown that the southwestern direction of wave approaching the coast with a frequency exceeding 30% is most probable. The highest waves also come from this direction. The extreme values of wave characteristics which can occur once in n years were obtained. The mean long-term values of storm numbers in the area under study are given depending on their duration. Application of the *GenCade* integrated lithodynamic model permitted to obtain the estimates of changes in the coastline position in this area on the interannual scales.

Conclusions. The model calculations made it possible to reproduce the main features and trends in the changes of beach width in the area of the structure obtained due to *in situ* observations. The mean annual sediment flows in the area under study are directed clockwise (to the southeast) that is conditioned by the coastline orientation and the wave climate features. Difference between the mean annual sediment rates at the area boundaries is negligible – less than 4% of the multi-year average. This fact indicates insignificant impact of the structure upon the sediment total transfer to the southeast.

Keywords: Black Sea, Lake Sasyk, bay-bar, water intake, lithodynamics, mathematical modeling, wave climate, *GenCade*

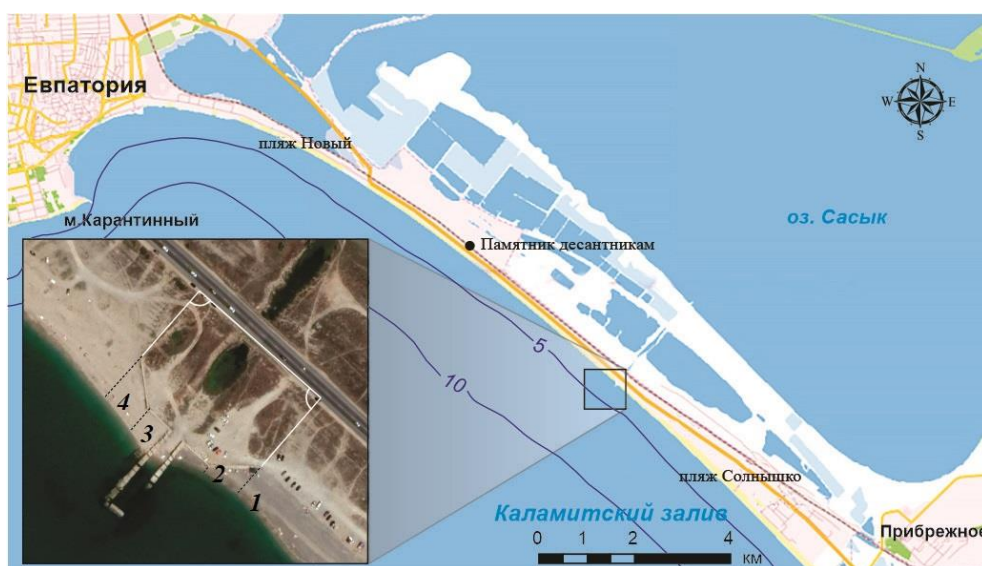
Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN 2024-0016.

For citation: Goryachkin, Yu.N., Lazorenko, D.I. and Fomin, V.V., 2024. Dynamics of Accumulative Coast under the Influence of Transverse Hydraulic Structure. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 486-506.

Введение

Между г. Евпатория и г. Саки расположено самое крупное аккумулятивное образование береговой зоны в Западном Крыму – пересыпь оз. Сасык (рис. 1). По ней проложены автомобильная и железная дороги и другие коммуникации. В начале 2000-х гг. существовал план застроить пересыпь комплексом многоэтажных гостиниц. В проекте было запланировано строительство целого ряда поперечных берегу гидротехнических сооружений (яхтенные марины, причалы, буны), однако детальной проработки проекта сделано не было. На 2024 г. намечено окончание строительства автостреды Симферополь – Евпатория – Мирный. Этим проектом предусмотрен перенос автома-

гистралли с пересыпи оз. Сасык в его обход. Административные органы Республики Крым объявили о грядущей реализации проекта застройки пересыпи рекреационными объектами, при этом предусматривается сооружение поперечных гидротехнических сооружений. Вместе с тем недавний негативный опыт строительства таких объектов в ходе реализации проекта возведения набережной на пересыпи оз. Сакское привел к необходимости пересмотра проекта, задержке его реализации и неоправданным финансовым затратам [1]. В связи с этим представляется актуальным исследование реакции береговой зоны на возведение поперечного гидротехнического сооружения для конкретного района.



Р и с. 1. Карта-схема северной части Каламитского залива. На врезке – спутниковый снимок водозабора морской воды на пересыпи оз. Сасык, цифрами показаны местоположение и номера створов

F i g. 1. Schematic map of the Kalamitsky Bay northern part. Inset shows a satellite image of seawater intake on the Lake Sasyk bay-bar, numerals denote the section locations and numbers

Целью настоящей работы является определение современной динамики пересыпи оз. Сасык и воздействия на береговую зону расположенного здесь водозабора морской воды на основе длительных натурных наблюдений, спутниковых данных и математического моделирования.

Наиболее подробные исследования пересыпи оз. Сасык проводились в 1930–1934 гг. экспедицией под руководством академика Н. С. Курнакова и профессора А. И. Дзенс-Литовского¹. Эти исследования выполнялись в интересах обеспечения химической промышленности рапным сырьем из соленых озер Крыма. Описание пересыпи по результатам этих работ приведено

¹ Дзенс-Литовский А. И. Пересыпи и лиманы Азово-Черноморского побережья и степного Крыма // Природа. 1938. № 6. С. 22–36.

в работах ^{1, 2, 3}. В работе ⁴ по данным экспедиций 1940–1950 гг. приводятся некоторые соображения о происхождении пересыпи. В 1980–1990 гг. отдельные наблюдения проводились Одесским университетом им. И. И. Мечникова в ходе летних студенческих практик, полученные сведения обобщены в [2]. Здесь же, на пересыпи, ранее проводились наблюдения эоловых процессов [3, 4]. Отдельные эпизодические наблюдения динамики пересыпи проводились различными организациями Крыма, однако полученные результаты ранее не публиковались, но указывалось, что признаков существенных изменений береговой линии за последние 70 лет в целом не отмечено, на что указывает анализ аэрофото- и спутниковых снимков, а также данных контактных измерений [5].

Динамика пересыпи оз. Сасык по контактными и спутниковым данным

Пересыпь протянулась от восточной границы Евпатории до водораздела между оз. Сакское и оз. Сасык на 13 км. Максимальная ширина отмечается в восточной части пересыпи (до 800 м), минимальная – в западной (150–200 м). Типичная высота над уровнем моря 1,5–2,3 м. Пересыпь оз. Сасык сложена песком, ракушей, гравием и галькой. В самых крупных фракциях к песку примешано немного ракушки. На урезе по мере продвижения на юг процентное содержание гравийно-галечной фракции возрастает. Образование пересыпи связано с повышением уровня моря во время голоцена, ее возраст, очевидно, ~ 5000 лет [6]. В результате трансгрессии устья нескольких балок и сухоречий образовали морской залив на месте современного оз. Сасык. В дальнейшем наносы, которые образовывались к югу от рассматриваемого региона в процессе абразии и твердого стока рек, включались в режим вдоль-берегового переноса, который и привел к созданию пересыпи.

Сасыкская пересыпь является одним из основных очагов разгрузки вдоль-береговых потоков наносов, поступающих с юга. Как считает Ю. Д. Шуйский, ввиду относительно крутого подводного склона (0,020) основное количество наносов сваливается на глубину, часть из них под влиянием ветра переходит в состав песчаных кучугуров (холмы эолового происхождения), а ракушка истирается до 10% в год. Он же считает, что на участок разгрузки Каламитского потока поступает 65 тыс. м³/год наносов в среднем за многолетний период. Вместе с тем мощности потока не хватает на их аккумуляцию, – напротив, наблюдается отступление береговой линии [2]. Но на карте в своей работе ⁵ он показывает пересыпь оз. Сасык нарастающей на 1 м/год. Однако это противоречит реальности, так как при таком нарастании береговой линии за указываемый им период пляж увеличился бы в полтора раза, а свайные причалы, находившиеся на пересыпи в 1960–1980 гг., прекратили бы свое существование.

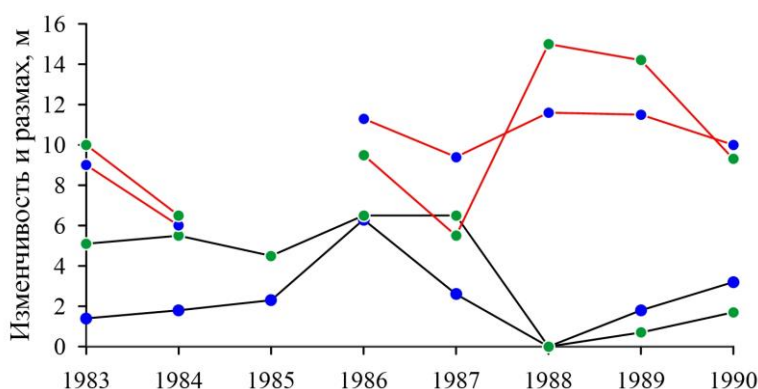
² Дзэнс-Литовский А. И. Комплексное гидрогеологическое изучение соляных и грязевых озер и лиманов // Водные богатства недр Земли на службу социалистическому строительству : Первый всесоюзный гидрогеологический съезд (Ленинград 25–31 декабря 1931 г.). Л. ; М. ; Новосибирск, 1934. Сб. 5 : Минеральные воды. С. 159–196.

³ Соляные озера Крыма / Н. С. Курнаков, В. Г. Кузнецов, А. И. Дзэнс-Литовский, М. И. Равич. М. ; Л. : Издательство Академии наук СССР, 1936. 278 с.

⁴ Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М. : Издательство Академии наук СССР, 1958. Т. 1. 187 с.

⁵ Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. Д. Карта средней скорости абразии и аккумуляции. 1960–1994 гг. // Атлас охраны природы Черного и Азовского морей. СПб. : ГУНиО МО РФ, 2006. С. 44.

Наиболее продолжительные ежемесячные наблюдения положения береговой линии проводились в 1980-х гг. Евпаторийской режимно-эксплуатационной станцией. Наблюдения велись в западной части пересыпи (памятник десанникам) и в восточной (пляж «Солнышко»). По этим данным максимальный размах межгодовых колебаний положения береговой линии составлял до 6 м, в среднем в западной части – 2 м, в восточной – 4 м (рис. 2). Значимый тренд в западной части не выделяется, в восточной он составил $-0,7$ м/год, однако период наблюдений невелик, чтобы считать эту тенденцию значимой.



Р и с. 2. Межгодовая изменчивость положения береговой линии (черные кривые) и размах ее сезонных колебаний (красные кривые). Синие точки – западная часть пересыпи оз. Сасык, зеленые – восточная часть

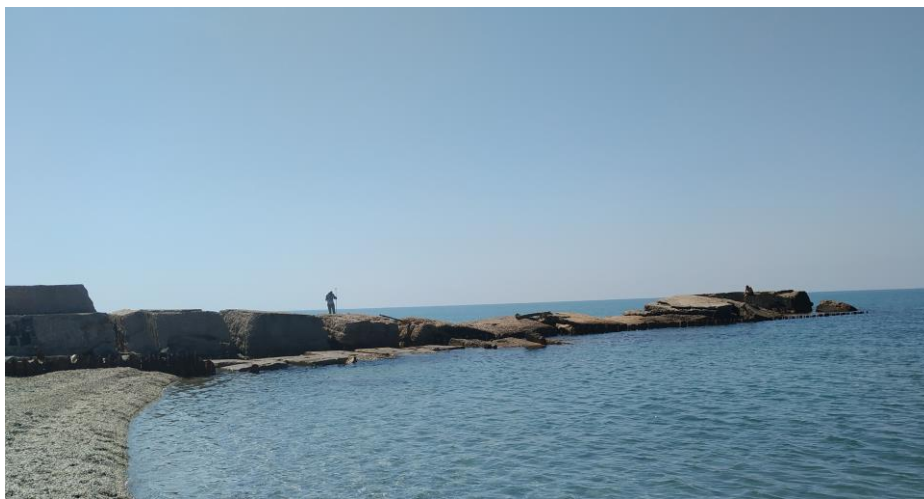
F i g. 2. Interannual variability of the coastline position (black curves) and the range of its seasonal fluctuations (red curves). Blue points show the western part of the Lake Sasyk bay-bar, green ones – its eastern part

Обращает на себя внимание отступление берега в период 1986–1988 гг. на 6 м на обоих створах. Не исключено, что это связано с возведением в 1983 г. в районе оз. Кызыл-Яр (расположенного в 12 км юго-восточнее) поперечного сооружения (объект НИТКА) [5].

Этот объект блокировал вдольбереговой поток наносов, направленный в Каламитском заливе против часовой стрелки. По этой причине береговая линия пересыпи оз. Сакское, которая расположена юго-западнее, скачкообразно отступила в течение 1984–1985 гг. на 10 м [1]. Внутригодовые колебания положения береговой линии в целом существенно больше межгодовых и составляют 6–15 м (рис. 2). В целом максимальное выдвигание береговой линии по этим данным характерно для весны, а отступление – для осени.

После перерыва в 1990-х гг. наблюдения были возобновлены в 2000-х. В период 2000–2014 гг. (с небольшими перерывами) ежемесячно проводились измерения на трех створах в западной части пересыпи («Новый» пляж и памятник десанникам). Дополнительно в летний период проводились измерения еще на трех створах в восточной части пересыпи. Анализ этих данных показал, что значимых трендов изменений береговой линии в этот период не выделяется. Амплитуды сезонных и межгодовых изменений положения береговой линии лежат в пределах, характерных для периода 1983–1990 гг.

Наибольший интерес вызывают данные, полученные на четырех створах в районе водозабора в центральной части пересыпи (2006–2014 гг.). Водозабор морской воды для добычи соли предприятием «Сольпром» был построен в середине 1960-х гг. в центральной части пересыпи оз. Сасык. Это поперечное берегу П-образное железобетонное сооружение имеет длину 68 м, глубина у морской грани 3 м. С 1990-х гг. оно не используется по прямому назначению и находится в полуразрушенном состоянии (рис. 3).

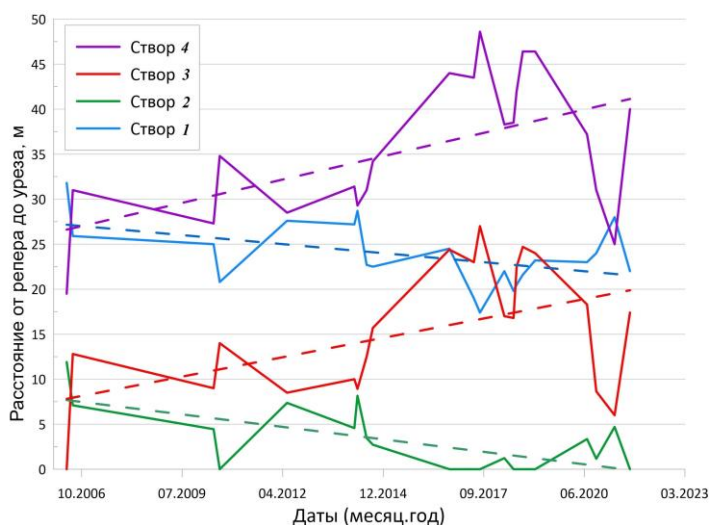


Р и с. 3. Водозабор морской воды на пересыпи оз. Сасык (вид с севера)
F i g. 3. Sea water intake on the Lake Sasyk bay-bar (view from the north)

Створы попарно находились с западной и восточной стороны водозабора (рис. 1, врезка). Измерения проводились, как правило, в середине каждого месяца. Поскольку расстояние между створами в паре составляло 30 м, целесообразно рассматривать изменения положения береговой линии как среднее по двум створам.

В межгодовой изменчивости статистически значимые тренды не выделяются. Максимальный размах межгодовых колебаний составляет 5,8 м на створах 1, 2 и 7,2 м – на створах 3, 4. Сезонная изменчивость существенно выше: так, на створах 1, 2 их максимальный размах составляет 14,6 м, на створах 3, 4 – 26,7 м. Другими словами, размах сезонной изменчивости в три раза больше, чем межгодовой, что соответствует значениям, приведенным выше для берега без гидротехнических сооружений. Вместе с тем размах колебаний примерно в два раза больше.

Обращает на себя внимание выраженная противофаза колебаний. Нарастанию береговой линии с запада от водозабора соответствует отступление с востока и наоборот, при этом коэффициент корреляции двух рядов составляет 0,6. Очевидно, что это связано с изменением направления движения вдольберегового потока наносов. Еще лучше это видно на графике межгодовой изменчивости, полученном из анализа спутниковых изображений сервиса *Google Earth*. Нами использовались 19 снимков, полученных в период 2006–2022 гг. (рис. 4).



Р и с. 4. Межгодовая изменчивость расстояния от реперов до уреза воды на створах 1–4
F i g. 4. Interannual variability of distance from the benchmarks to the water edge at sections 1–4

Кроме противофазы колебаний положения береговой линии по обе стороны водозабора заметен также положительный тренд с западной стороны и отрицательный – с восточной.

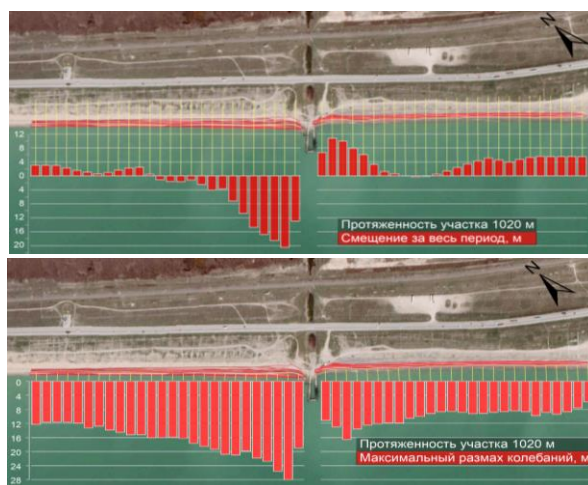
Для определения изменчивости береговой линии на прилегающих к водозбору с двух сторон участках длиной по 500 м были проанализированы 50 поперечных сечений пляжа, проведенных через 20 м. Для анализа использовались основные расчетные алгоритмы, описанные в модуле DSAS ⁶.

На рис. 5 представлены следующие результаты. Для каждого сечения вычислялись расстояния между двумя линиями, соответствующими максимальной и минимальной дате (результатирующие смещения), и максимальные смещения береговой линии (положительные значения размаха, не зависящие от даты).

Видно, что за период 2006–2022 гг. береговая линия выдвинулась с западной стороны водозабора на 8–20 м на протяжении 200–250 м, далее – незначительно (1–3 м). С восточной стороны по всем сечениям наблюдается отступление берега с типичным значением 4 м (максимально до 8 м). Вместе с тем максимальные смещения береговой линии достигают 26–28 м с западной стороны водозабора и 12–16 м – с восточной. Причем наибольшие значения наблюдаются на пяти отрезках (100 м) по обе стороны от водозабора. Размах колебаний береговой линии практически полностью совпадает со значениями, полученными при измерениях на створах. Из сопоставления рисунков также можно сделать вывод, что для определения динамики берегов необходимо использовать не крайние даты снимков, а весь массив имеющихся изображений. Для определения межгодовой изменчивости береговой линии полученные значения положения уреза для каждого сечения осреднялись внутри года и по всей длине отрезков. Несомненно, что такое осреднение со-

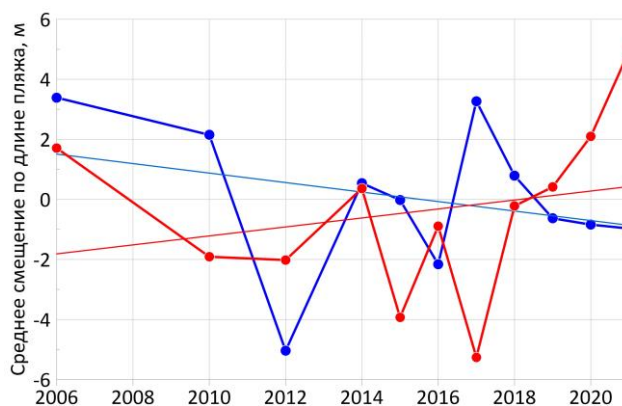
⁶ Digital Shoreline Analysis System (DSAS) : [site] / Woods Hole Coastal and Marine Science Center. 2018. October 4. URL: <https://www.usgs.gov/centers/whcmssc/science/digital-shoreline-analysis-system-dsas> (date of access: 15.07.2024).

держит ошибки, связанные с неучетом сезонной и пространственной изменчивости. Тем не менее оно дает некоторое представление о межгодовой изменчивости (рис. 6). Типичный размах межгодовых колебаний по всей длине участков составляет 1–7 м, что практически соответствует значениям, полученным по измерениям на створах в 1983–1990 гг. Необходимо также отметить, что накопление наносов преимущественно с западной стороны водозабора и больший размах колебаний по сравнению с восточной стороной может косвенно подтверждать ранее сделанный нами вывод о преобладании в этом районе вдольберегового потока наносов, направленного по часовой стрелке [7]. Это отличается от мнений других авторов, которые считали, что в рассматриваемом районе поток, направленный против часовой стрелки, постепенно ослабляется ⁴ [2].



Р и с. 5. Результирующие (вверху) и максимальные (внизу) смещения береговой линии за период 2006–2022 гг. по данным спутниковых снимков

F i g. 5. Resultant (top) and maximum (bottom) coastline displacements in 2006–2022 based on satellite images

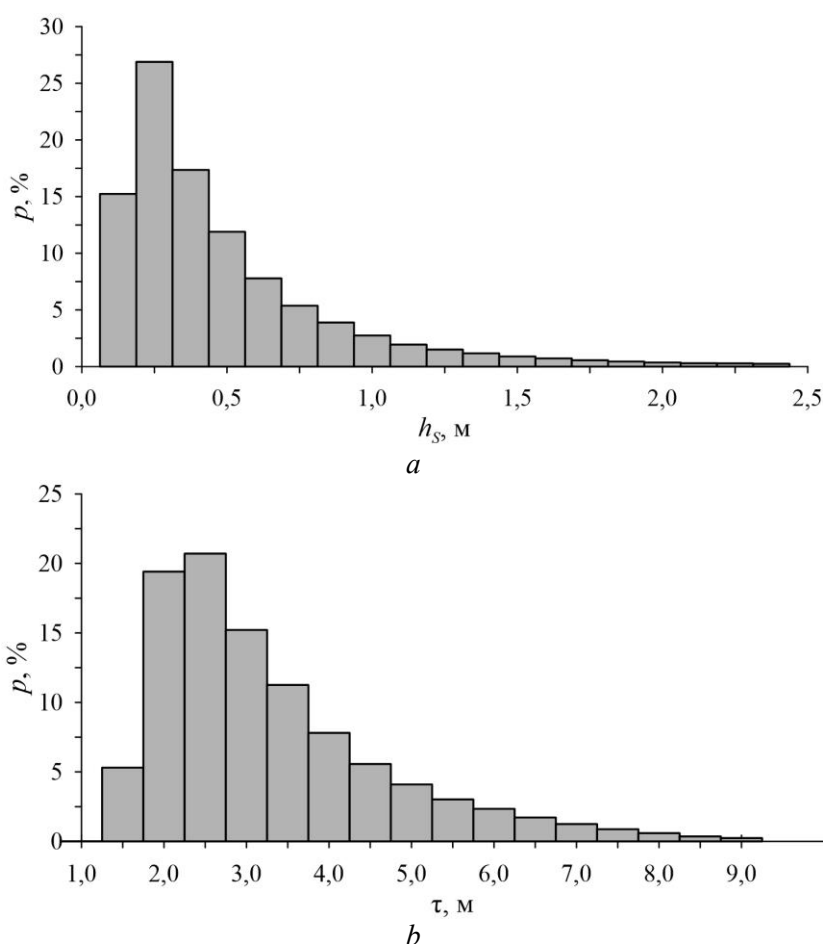


Р и с. 6. Средняя по длине участка межгодовая изменчивость береговой линии (2006–2022 гг.) к западу (красная кривая) и к востоку (синяя кривая) от водозабора. Прямые линии – тренды

F i g. 6. Average over the section length interannual variability of coastline to the west (red curve) and east (blue curve) from water intake in 2006–2022. Straight lines are the trends

Волновой климат в районе пересыпи оз. Сасык

Определяющее влияние на литодинамические процессы в районе пересыпи оз. Сасык оказывает волновой климат. Для его исследования были использованы данные реанализа ветрового волнения в Черном море за период 1979–2022 гг. (далее – массив *SWAN-ERA*). Массив получен с помощью модели *SWAN*⁷ на неструктурированной расчетной сетке со сгущением в прибрежной зоне [8]. В качестве атмосферного форсинга использованы данные реанализа *ERA-Interim* и *ERA5* с сайта apps.ecmwf.int. Из массива *SWAN-ERA* был выбран ближайший к технологическому сооружению узел расчетной сетки с глубиной $\sim 6,8$ м и сформированы многолетние ряды, включающие скорость W и направление ветра θ_a , высоту значительных волн h_s , средний период волн $\bar{\tau}$, среднее направление волнения θ . Дискретность рядов составляла 1 ч.



Р и с. 7. Повторяемость высоты значительных волн (a) и среднего периода волн (b)

F i g. 7. Repeatability of significant wave heights (a) and wave mean periods (b)

⁷ SWAN User Manual. SWAN Cycle III version 41.20. Delft, Netherlands : Delft University of Technology, 2018. 121 p.

Рассмотрим некоторые статистические характеристики волнения, полученные на основе рассчитанных рядов. На рис. 7 показана повторяемость p высоты значительных волн и среднего периода волн. Как видно, максимальную повторяемость имеют волны высотой 0,25 м. С увеличением высоты волн ее повторяемость монотонно уменьшается. В 71% всех случаев значения h_s не превышают 0,5 м. При $h_s \geq 1$ м волны имеют повторяемость 12%, при $h_s \geq 2,0$ м – менее 1,5%. Наибольшая повторяемость средних периодов волн приходится на интервал 2,0–2,5 с, куда попадает 56% всех случаев.

Повторяемость скорости ветра по направлениям (роза ветров) показана на рис. 8. Максимальную повторяемость (10%) и максимальные скорости имеет северо-восточный ветер. Со стороны моря наибольшую повторяемость (6%) имеет ветер юго-западного направления. При этом наиболее вероятным направлением подхода волн к берегу является юго-западное с повторяемостью $> 30\%$ (рис. 9). С этого направления приходят и самые высокие волны ($h_s > 2,5$ м). Максимумы повторяемости направления волн, подходящих к берегу, соответствуют максимумам повторяемости направления ветра со стороны открытого моря. Такому подходу волн способствует рефракция, под влиянием которой с приближением к берегу волновые фронты ориентируются параллельно изобатам.

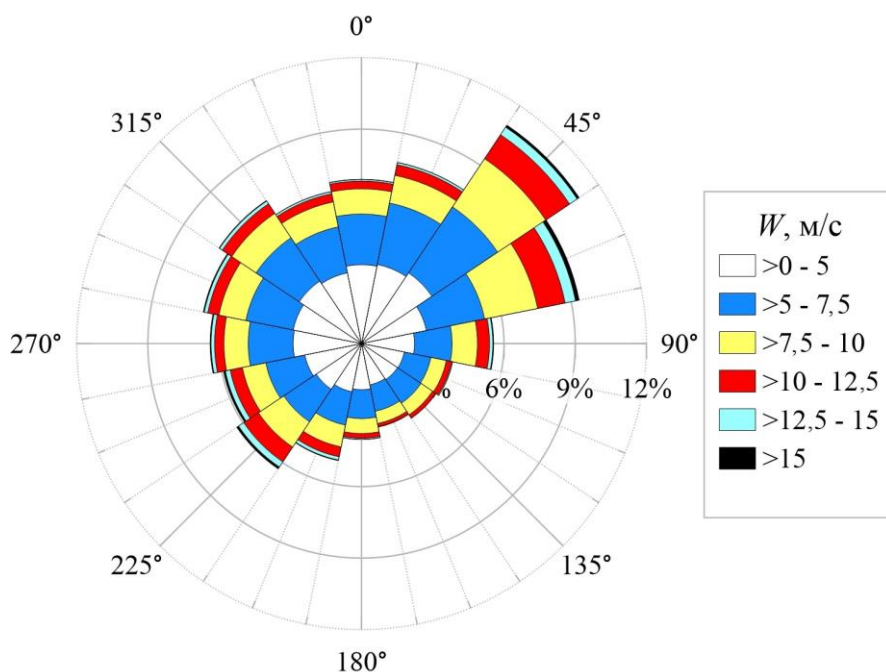
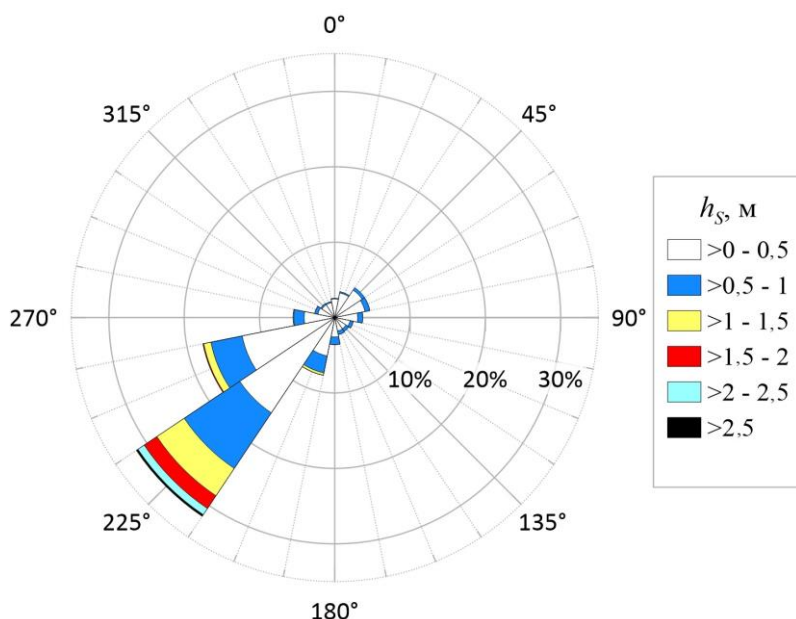


Рис. 8. Роза ветров
Fig. 8. Wind rose

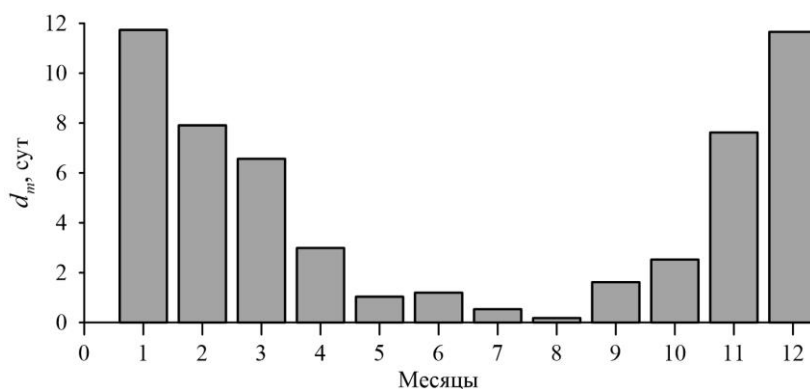


Р и с. 9. Роза волнения
Fig. 9. Wave rose

На основе имеющихся волновых рядов также оценивалась продолжительность штормовых ситуаций. Согласно [1, 9], в качестве критерия выделения штормовых событий использовалось условие

$$h_s \geq h_p, \quad (1)$$

где $h_p = \bar{h}_s + 2\sigma = 1,372$ м – пороговое значение h_s ; $\bar{h}_s = 0,544$ м – среднее-многолетнее значение h_s для данного ряда; $\sigma = 0,414$ м – среднеквадратическое отклонение h_s от $\bar{h}_s$.



Р и с. 10. Распределение по месяцам средней многолетней продолжительности штормов d_m
Fig. 10. Distribution of mean long-term duration d_m of storms by months

Рис. 10 демонстрирует сезонный ход среднееголетней продолжительности штормов d_m . Наиболее продолжительные штормовые ситуации в исследуемом районе возникают в декабре – январе ($d_m > 10$), минимальная продолжительность штормов ($d_m < 1$) отмечается в июле – августе.

На рис. 11 дано распределение по годам суммарной продолжительности штормовых ситуаций d . Как видно, она изменяется в пределах 4,9–26,0 сут. Среднее значение d равно 15,1 сут. Большая общая продолжительность штормов ($d > 20$ сут) отмечается в 1981, 1983, 1995, 2001, 2017 и 2021 гг. Наибольшую суммарную продолжительность имеют штормы 2001 и 2021 гг.

Суммарное распределение продолжительности штормов не дает представления об их интенсивности. С этой точки зрения более информативной характеристикой является индекс мощности шторма *storm power index (SPI)* ([1, 9]:

$$SPI = h_d^2 \cdot T_d, \quad (2)$$

где T_d – продолжительность шторма (ч); h_d – среднее за период шторма значение h_s (м). В формуле (2) при расчете T_d и h_d суммируются все значения ряда h_s , удовлетворяющие условию (1).

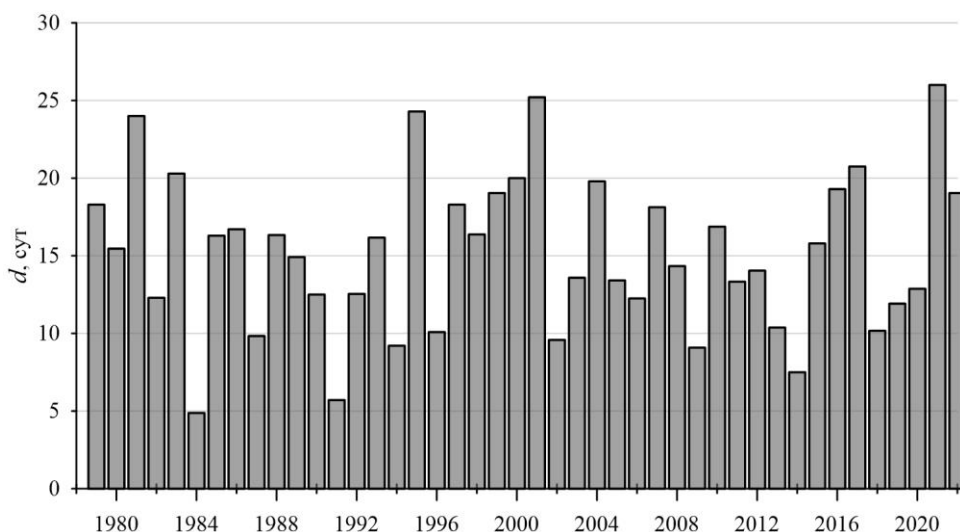
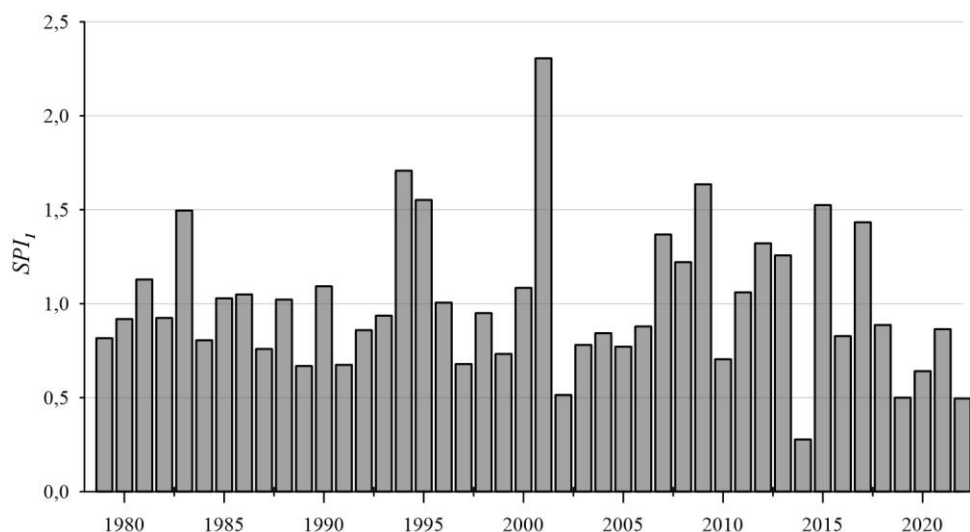


Рис. 11. Распределение по годам суммарной продолжительности штормов d
Fig. 11. Distribution of total storm duration d by years

На рис. 12 показано распределение суммарного по годам безразмерного индекса мощности шторма $SPI_1 = SPI/SPI_0$, где $SPI_0 = 0,573 \cdot 106 \text{ м}^2 \cdot \text{ч}$ – среднее значение SPI . На этой гистограмме выделяются 5 лет (1994, 1995, 2001, 2009 и 2015 гг.) с повышенной штормовой активностью ($SPI_1 > 1,5$). Примечательно, что в этот перечень не входит 2021 г., который отличается максимальной общей продолжительностью штормов (рис. 11).



Р и с. 12. Распределение по годам индекса мощности шторма SPI_I

Fig. 12. Distribution of the storm power index SPI_I by years

Экстремальные значения волновых характеристик, возможные один раз в n лет, оценивались по стандартной методике, изложенной в [1]. Полученные оценки приведены в табл. 1. Как видно, высоты волн разной обеспеченности и разных периодов повторяемости T незначительно отличаются между собой, что обусловлено мелководностью исследуемого района. С увеличением T от 1 до 100 лет значения h_s возрастают на 19%, а значения $h_{1\%}$ – на 15%.

Т а б л и ц а 1

Table 1

Высота значительных волн h_s , средняя высота волн $\bar{h}$, высоты волн 13%- , 3%- и 1%-ной обеспеченности, средний период волн $\bar{\tau}$, средняя длина волн $\bar{\lambda}$ в системе штормов, возможных один раз в год, в 5, 10, 25, 50 и 100 лет
Significant wave heights h_s , mean wave heights $\bar{h}$, wave heights of 13%- , 3%- and 1%-probability, mean wave periods $\bar{\tau}$, mean wave length $\bar{\lambda}$ in the system of storms which are possible once per 1, 5, 10, 25, 50 and 100 years

h_s , м / h_s , m	$\bar{h}$, м / $\bar{h}$, m	$h_{13\%}$, м / $h_{13\%}$, m	$h_{3\%}$, м / $h_{3\%}$, m	$h_{1\%}$, м / $h_{1\%}$, m	$\bar{\tau}$, с / $\bar{\tau}$, s	$\bar{\lambda}$, м / $\bar{\lambda}$, m
2,6	1,6	2,4	3,0	3,3	9,4	72
2,7	1,7	2,5	3,1	3,4	10,4	81
2,8	1,8	2,6	3,2	3,5	11,0	86
2,9	1,8	2,7	3,3	3,6	11,6	91
3,0	1,9	2,8	3,3	3,7	12,1	95
3,1	1,9	2,8	3,4	3,8	12,6	100

Для расчетного шторма, возможного один раз в 25 лет, значения параметров волн следующие: $h_s = 2,9$ м, $h_{1\%} = 3,6$ м, $\bar{\tau} = 11,6$ с, $\bar{\lambda} = 91$ м. Отметим, что именно эти волновые характеристики являются базовыми при проектировании берегозащитных сооружений типа бун и волноломов.

Перейдем к анализу статистических характеристик отдельных штормов. Для определенности рассмотрим штормовые ситуации продолжительностью (t_s) не менее 6 ч. В табл. 2 для каждой из пяти выбранных градаций t_s дано: общее количество штормов N_s ; средняя продолжительность штормов $\bar{T}_d$; средний индекс мощности штормов SPI_m . С увеличением нижнего порога градаций количество штормов уменьшается. Если для градации $t_s \geq 12$ ч имеется 548 штормовых событий со средней продолжительностью 26 ч и средним индексом мощности шторма $98 \text{ м}^2 \cdot \text{ч}$, то для градации $t_s \geq 48$ ч выявлено всего 51 событие. Средняя продолжительность этих событий составляет 61 ч, а средний индекс мощности равен $263 \text{ м}^2 \cdot \text{ч}$.

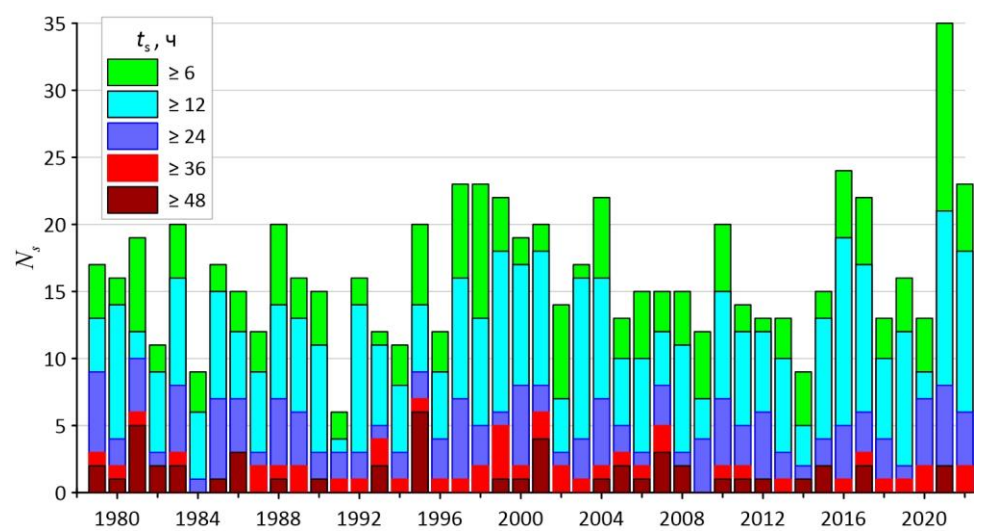
Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Статистика штормовых ситуаций для разных градаций t_s
Storm situation statistics for different gradations t_s

t_s , ч / t_s , h	N_s	$\bar{T}_d$, ч / $\bar{T}_d$, h	SPI_m , $\text{м}^2 \cdot \text{ч}$ / SPI_m , $\text{м}^2 \cdot \text{h}$
≥ 6	724	21	80
≥ 12	548	26	98
≥ 24	231	38	153
≥ 36	96	52	216
≥ 48	51	61	263

На рис. 13 дано распределение по годам значений N_s для пяти градаций продолжительности штормов t_s , приведенных в табл. 2. Показанные здесь гистограммы детализируют информацию, данную на рис. 11. Для всех лет, за исключением 2021 г., значение N_s при $t_s \geq 6$ ч меньше 25. По градации $t_s \geq 6$ ч на 2021 г. приходится самое большое количество штормов ($N_s = 35$). Тем не менее по количеству самых продолжительных (мощных) штормов этот год уступает другим годам. Для градации $t_s \geq 48$ ч количество штормов в порядке их убывания следующее: $N_s = 6$ для 1995 г.; $N_s = 5$ для 1981 г., $N_s = 4$ для 2001 г., $N_s = 3$ для 1986 и 2007 гг. Далее идет группа из восьми лет с $N_s = 2$, куда входит и 2021 г. Еще 12 лет имеют $N_s = 1$. Среднемноголетние значения количества штормов по градациям их продолжительности следующие: 16

штормов для $t_s \geq 6$ ч; 12 штормов для $t_s \geq 12$ ч; 5 штормов для $t_s \geq 24$ ч; два шторма для $t_s \geq 36$ ч; один шторм для $t_s \geq 48$ ч.



Р и с. 13. Распределение по годам количества штормов N_s для разных градаций t_s

F i g. 13. Distribution of storm number N_s for different gradations t_s by years

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Характеристики экстремальных штормов
Characteristics of extreme storms

Начальная дата / Initial date	T_d , ч / T_d , h	h_d , м / h_d , m	SPI , м ² ·ч / SPI , м ² ·h
2000122506	100	2,19	480
2001112210	118	2,01	476
2008112017	81	2,32	437
2015112009	75	2,37	423
1981120714	74	2,26	376
1995122303	67	2,26	344
2015013022	70	2,21	343
1979121019	65	2,27	334
1993012217	88	1,95	334
2021122409	57	2,39	325

В табл. 3 содержатся характеристики десяти наиболее мощных штормов в исследуемом районе по данным реанализа волнения за период 1979–

2022 гг. Начальная дата возникновения шторма дана в следующем формате: год, месяц, день, час. Выделяются четыре шторма с индексом мощности $SPI > 400 \text{ м}^2 \cdot \text{ч}$. При этом штормы, начинавшиеся 25 декабря 2000 г. и 22 ноября 2001 г., являются самыми мощными за последние 44 года.

Расчет литодинамических характеристик в районе пересыпи оз. Сасык

Для оценки долговременных изменений береговой линии применяются интегральные литодинамические модели^{8, 9} [10, 11]. В настоящей работе для расчета изменений береговой линии в районе сооружения использовалась интегральная модель *GenCade*⁹. В ее основу положено уравнение эволюции береговой линии вида

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{(D_B + D_C)} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0. \quad (3)$$

Здесь $y(x, t)$ – координата береговой линии, D_B – высота бермы, D_C – глубина замыкания, $Q(x, t)$ – вдольбереговой поток наносов. Координата x определена в интервале $[0, L]$, где L – общая протяженность рассматриваемого участка прибрежной зоны. Подробное описание модели представлено в⁹ и [11].

После интегрирования формулы (3) по переменной x в пределах $0-L$ получается обыкновенное дифференциальное уравнение

$$\frac{dV}{dt} = Q(0, t) - Q(L, t), \quad (4)$$

$$V = (D_B + D_C) \int_0^L y(x, t) dx, \quad (5)$$

где V – суммарный объем наносов; $Q(0, t)$, $Q(L, t)$ – потоки наносов на левой ($x = 0$) и правой ($x = L$) границах расчетной области соответственно. Уравнение (4) описывает изменение во времени суммарного объема наносов (формула (5)) на исследуемом участке пляжа. Если правая часть формулы (4) отлична от нуля, то будет происходить увеличение или уменьшение общего объема транспортируемого материала.

Расчетная область представляла собой участок побережья общей протяженностью 1000 м, выбранный таким образом, чтобы сооружение располагалось в ее середине. Генеральное направление береговой линии составляло 129° (направление оси x близко к северо-западному). Таким образом, в принятой системе координат положительные значения Q соответствуют движению наносов с юго-востока на северо-запад. Шаг расчетной сетки по пространству равнялся 20 м, шаг интегрирования по времени составлял 4 мин.

⁸ Hanson H., Kraus N. C. GENESIS: Generalized Model for Simulating Shoreline Change. Report 1 : Technical References. Washington : U.S. Army Corps of Engineers, 1989. 247 p. (Technical report ; CERC-89-19). <https://doi.org/10.5962/bhl.title.48202>

⁹ GenCade Version 1 Model Theory and User's Guide : final report / A. E. Frey [et al.]. Vicksburg : U.S. Army Engineer Research and Development Center, 2012. 187 p. (Technical report ; ERDC/TR-12-25).

Согласно [12], гранулометрический состав донных наносов у водозабора характеризуется наличием песчано-гравийной смеси, среднезернистого и мелкозернистого песка. Причем песчано-гравийная смесь является преобладающей фракцией. На этом основании средний диаметр частиц донных наносов d_{50} был принят равным 0,8 мм.

Для вычисления потока наносов Q в уравнении (3) использовался композитный массив волновых параметров (h_s , $\bar{\tau}$ и θ), полученный по данным *SWAN-ERA*. В массив включались только волны, направленные в сторону берега, т. е. те волны, для которых верно неравенство $|\theta - \theta_N| < 90^\circ$, где $\theta_N = 219^\circ$ – направление нормали к генеральному направлению береговой линии рассматриваемого района.

На основании предварительных расчетов были выбраны следующие значения параметров модели ⁹: нормировочные константы в формуле для вычисления потока наносов $K_1 = K_2 = 0,77$; высота бермы $D_B = 2$ м; коэффициент проницаемости сооружения $p = 0,2$. Во всех случаях глубина замыкания в уравнении (3) $D_C = 5,5$ м. Для оценки D_C использовалась эмпирическая зависимость вида ⁹:

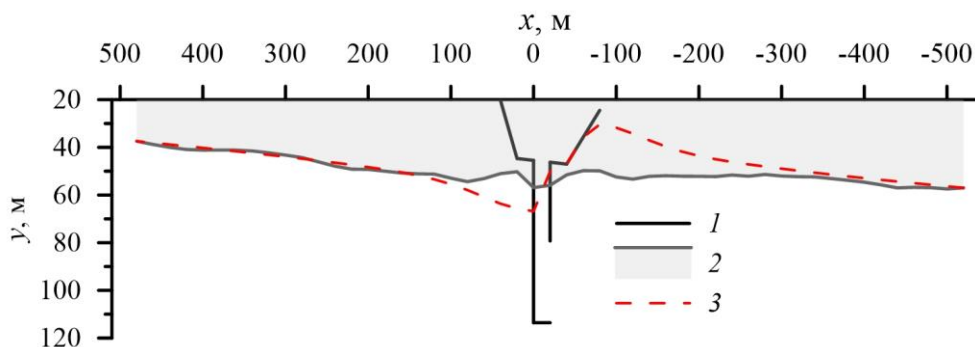
$$D_C = 2,28 \cdot h_E - 68,5 \frac{h_E^2}{g \tau_E^2},$$

где h_E, τ_E – средние значения годовых максимумов h_s и $\bar{\tau}$ соответственно, полученные по данным реанализа волнения *SWAN-ERA*.

Расчеты изменений береговой линии в районе технологического сооружения проводились с 12 марта 2014 г. по 23 июля 2022 г., поскольку, исходя из анализа космических снимков сервиса *Google Earth*, в этот период отмечалась наибольшая изменчивость положения береговой линии, а качество снимков позволило провести оцифровку этого положения. Численные эксперименты показали, что при выбранных значениях параметров модели расчетное положение береговой линии, соответствующее 23 июля 2022 г., и ее положение на спутниковых снимках совпадают наилучшим образом. При этом прослеживается характерная деталь: с северо-западной стороны сооружения происходит накопление пляжного материала, а с юго-восточной – размыв берега (рис. 14).

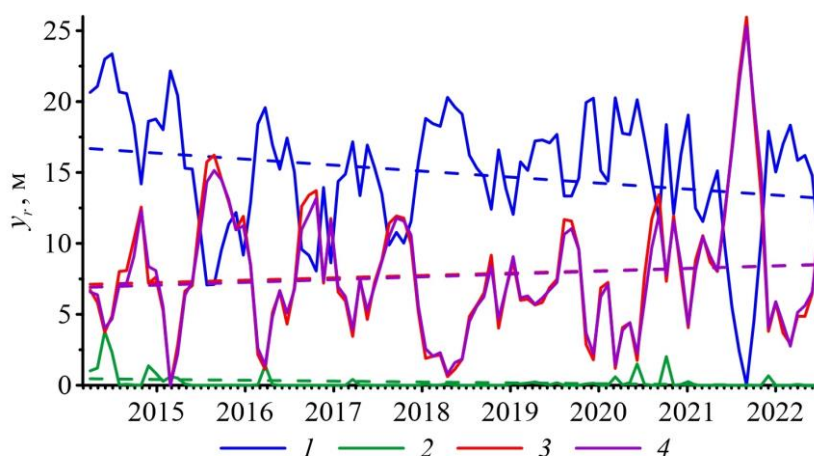
Кроме изменений положения береговой линии также рассчитывались ее приращения для каждого из четырех створов по формуле $\Delta y^i(x) = y^i(x) - y_s(x)$, где $y_s^i(x)$ и $y^i(x)$ – положение береговой линии на створе i в начальный и конечный момент времени соответственно. Положительные значения Δy^i соответствуют выдвиганию берега, отрицательные – отступанию.

Для каждого створа 1–4 были найдены минимальные значения расчетных приращений $\Delta y_{\min}^i$ и построены графики расчетных относительных приращений $y_r^i(x) = \Delta y^i - \Delta y_{\min}^i$ для моделируемого периода времени 12 марта 2014 г. – 23 июля 2022 г. (рис. 15). На рисунке также приведены тренды (штриховые прямые того же цвета), соответствующие относительным приращениям для каждого створа.



Р и с. 14. Результаты расчета изменения положения береговой линии: 1 – сооружение водозабора; 2 – начальное положение береговой линии на 12 марта 2014 г.; 3 – расчетное положение береговой линии на 23 июля 2022 г.

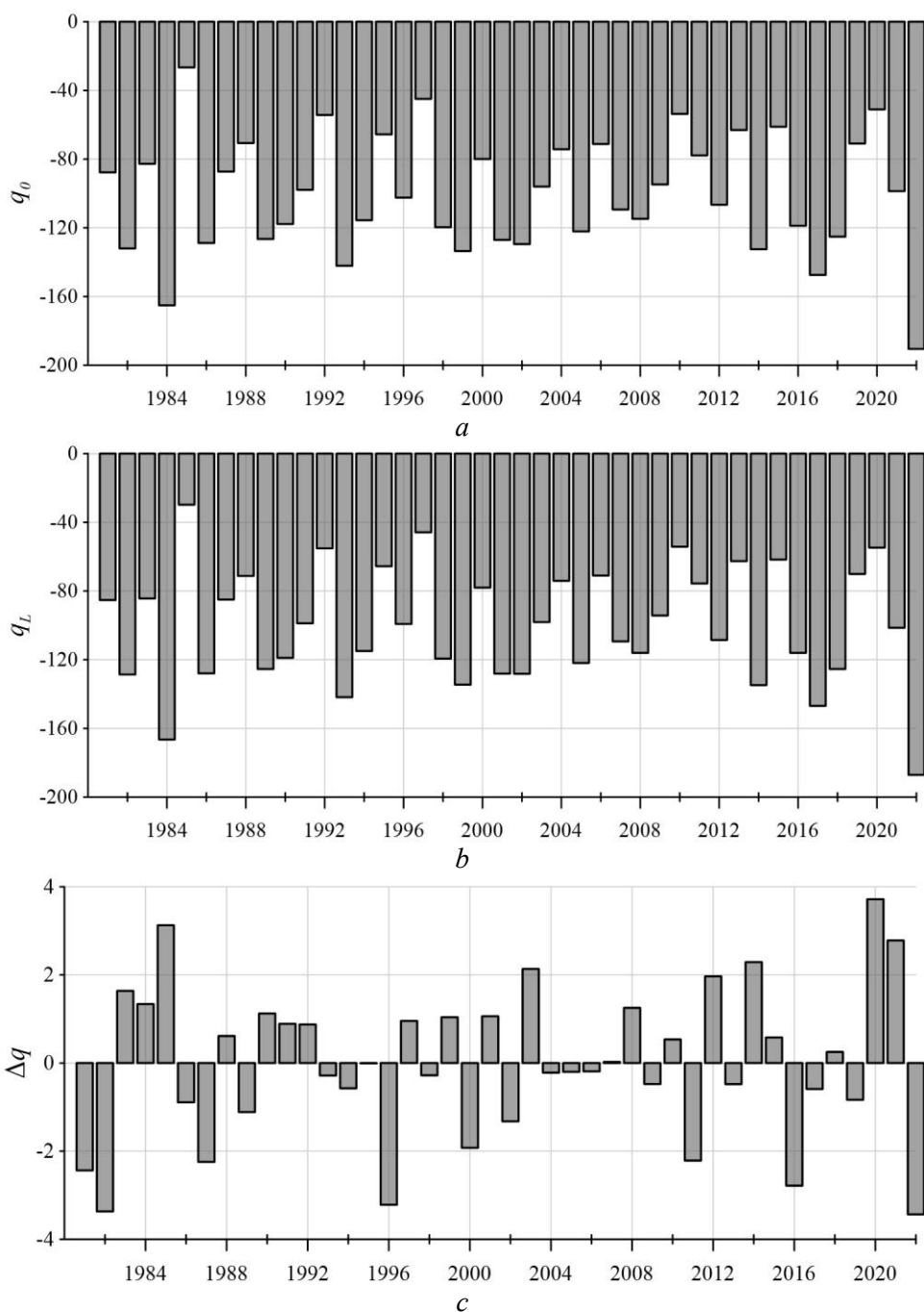
F i g. 14. Results of calculating the changes in coastline position: 1 – water intake construction; 2 – initial coastline position on March 12, 2014; 3 – calculated coastline position on July 23, 2022



Р и с. 15. Расчетные относительные приращения положения береговой линии y_r на створах 1–4 в период 12.03.2014 – 23.07.2022. Штриховые линии – тренды

F i g. 15. Calculated relative increments of the coastline position y_r at sections 1–4 from 12.03.2014 to 23.07.2022. Dashed lines are the trends

Результаты расчетов показали, что на створах 1 и 2 происходило отступление береговой линии со среднегогодовой скоростью $\sim 0,42$ и $0,06$ м/год соответственно, а на створах 3 и 4 – увеличение ширины пляжа со среднегогодовой скоростью примерно $0,17$ и $0,19$ м/год. Таким образом, результаты модельных расчетов воспроизводят описанные выше по натурным данным эффекты накопления пляжного материала к северо-западу от сооружения и размыва берега к юго-востоку от него.



Р и с. 16. Среднегодовые значения потоков наносов: *a* – на юго-восточной границе ($x = 0$); *b* – на северо-западной границе ($x = L$); *c* – разность потоков наносов между юго-восточной и северо-западной границами

F i g. 16. Mean annual values of sediment rates: *a* – at the southeastern boundary ($x = 0$); *b* – at the northwestern boundary ($x = L$); *c* – difference between the sediment rates at the southeastern and northwestern boundaries

На рис. 16 для периода 1979–2022 гг. приведены в безразмерном виде среднегодовые значения потоков наносов на левой (q_0) и правой (q_L) границах расчетной области, а также их разность Δq . Они рассчитывались по формулам

$$q_0 = 10^2 \cdot \bar{Q}_0 / q_m, \quad q_L = 10^2 \cdot \bar{Q}_L / q_m, \quad \Delta q = q_0 - q_L,$$

где $\bar{Q}_0$ и $\bar{Q}_L$ – среднегодовые потоки наносов на левой и правой границах соответственно; $q_m = 75900 \text{ м}^3/\text{г}$ – нормировочная константа, представляющая собой среднеегодовое значение потока наносов на левой и правой границах за период 1979–2022 гг.

Как показывает анализ представленных диаграмм, для всего многолетнего интервала времени среднегодовые значения q_0 и q_L отрицательны, т. е. потоки наносов направлены на юго-восток. Их максимальные по модулю значения достигают $1,9 \cdot q_m$, а среднеквадратическое отклонение составляет $\pm 35\%$ от q_m . Однонаправленность потоков обусловлена ориентацией береговой линии и особенностями волнового климата. В исследуемом районе преобладающим направлением для входящих волн является сектор $225^\circ \leq \theta \leq 235^\circ$ (рис. 9), а нормаль к генеральному направлению береговой линии ориентирована под углом $\theta_N = 219^\circ$. Именно при таком соотношении углов между входящими волнами и нормалью к береговой линии будут преобладать потоки наносов юго-восточного направления.

Разность потоков на границах области Δq от года к году меняет знак (рис. 16, с). В соответствии с уравнением (4) при $\Delta q > 0$ происходит накопление материала на исследуемом участке, при $\Delta q < 0$ – его расход. Как видно, разность потоков между левой и правой границами расчетной области незначительна (меньше $\pm 4\%$ от q_m). Это указывает на то, что на исследуемом участке происходит в основном транзит материала. При этом локальные изменения потока наносов вблизи технологического сооружения не оказывают существенного влияния на суммарный перенос донного материала в юго-восточном направлении.

Заключение

Выполнено комплексное исследование литодинамических процессов на участке побережья Крыма, примыкающем к оз. Сасык и включающем поперечное гидротехническое сооружение.

На основе анализа натурных измерений положения линии уреза воды в районе сооружения за 2006–2014 гг. выявлено, что максимальный размах межгодовых колебаний составляет на створах к юго-востоку от сооружения 5,8 м, на створах к северо-западу – 3,4–7,2 м. Сезонная изменчивость существенно выше: так, на створах к юго-востоку от сооружения их максимальный размах составляет 14,6 м, а на створах к северо-западу – 26,7 м. Анализ спутниковых снимков положения береговой линии в районе сооружения показал,

что размах колебаний береговой линии очень хорошо согласуется с оценками, полученными при натурных измерениях.

Проведено исследование волнового климата в районе технологического сооружения по данным реанализа волнения за 1979–2022 гг., которое показало, что наиболее вероятным направлением подхода волн к берегу является юго-западное с повторяемостью $> 30\%$. С этого направления приходят и самые высокие волны. Получены экстремальные значения волновых характеристик, возможные один раз в n лет. Приведены среднеголетние значения количества штормов в исследуемом районе в зависимости от их продолжительности.

С помощью интегральной литодинамической модели *GenCade* получены оценки изменений положения береговой линии в исследуемом районе на межгодовых масштабах. Модельные расчеты позволили воспроизвести основные особенности и тенденции в изменении ширины пляжа в районе сооружения, полученные по данным натурных наблюдений. Показано, что среднегодовые потоки наносов в исследуемой области направлены по часовой стрелке (на юго-восток), что обусловлено ориентацией береговой линии и особенностями волнового климата. Разность среднегодовых значений потоков на границах области незначительна ($< 4\%$ от среднеголетнего значения потоков). Это указывает на несущественное влияние сооружения на суммарный перенос донного материала в юго-восточном направлении.

В современных условиях потоки наносов в исследуемом районе сбалансированы, а положение береговой линии относительно стабильно. Вместе с тем характерно цикличное изменение положения береговой линии непосредственно у водозабора, связанное с изменением направлений подхода штормовых волн и соответственно – вдольберегового потока наносов. Любая литодинамическая система, состоящая как из подводной (береговой склон), так и из надводной (пляж) части, крайне чувствительна к объемам и масштабам внешнего воздействия. Возведение гидродинамических сооружений в прибрежной зоне должно основываться на тщательных предварительных исследованиях, включающих полевые наблюдения, а также физическое и численное моделирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фомин В. В., Горячкин Ю. Н. Учет локальных волновых и морфодинамических процессов в прибрежном гидротехническом строительстве // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 3. С. 291–311. EDN DVZRQV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-3-291-311>
2. Шуйский Ю. Д. Основные закономерности морфологии и динамики западного берега Крымского полуострова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2005. Вып. 13. С. 62–72. EDN YODYQE.
3. Шуйский Ю. Д., Карасев Л. М. Эоловые процессы на береговых аккумулятивных формах Западного Крыма // Известия ВГО. 1983. Т. 115, вып. 6. С. 503–508.
4. Выхованец Г. В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса : Астропринт, 2003. 367 с.
5. Горячкин Ю. Н., Долотов В. В. Морские берега Крыма. Севастополь : ООО «Колорит», 2019. 256 с. EDN ARVKTY.
6. Палеолимнология озер Западного Крыма / Д. А. Субетто [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 1. С. 106–111. EDN DURVQT.

7. Удовик В. Ф., Горячкин Ю. Н. Межгодовая изменчивость вдольберегового потока наносов в береговой зоне Западного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Вып. 27. С. 363–368. EDN VBFSFT.
8. Extreme wind waves in the Black Sea / B. V. Divinsky [et al.] // Oceanologia. 2020. Vol. 62, iss. 1. P. 23–30. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2019.06.003>
9. Amarouche K., Akpınar A. Increasing Trend on Storm Wave Intensity in the Western Mediterranean // Climate. 2021. Vol. 9, iss. 1. 11. <https://doi.org/10.3390/cli9010011>
10. Леонтьев И. О., Акивис Т. М. О воздействии системы бун на песчаный берег // Океанология. 2020. Т. 60, № 3. С. 474–484. EDN HCXDDB. <https://doi.org/10.31857/S0030157420030041>
11. Лазоренко Д. И., Харитонова Л. В., Фомин В. В. Расчет изменений береговой линии пляжей Евпаторийского побережья под воздействием ветрового волнения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. Вып. 1. С. 31–38. EDN VUYZMH.
12. Гуров К. И., Удовик В. Ф., Фомин В. В. Моделирование штормовых изменений рельефа береговой зоны и гранулометрического состава наносов в районе пересыпи оз. Богайлы (Западный Крым) // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 2. С. 185–196. EDN NEUQUP. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-2-185-196>

Об авторах:

Горячкин Юрий Николаевич, главный научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-2807-201X**, **ResearcherID: I-3062-2015**, **SPIN-код: 6419-5267**, ynigor@mhi-ras.ru

Лазоренко Дмитрий Иванович, научный сотрудник, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7524-565X**, **ResearcherID: J-1925-2015**, **SPIN-код: 4712-6050**, d.lazorenko.dntmm@gmail.com

Фомин Владимир Владимирович, заведующий отделом вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-9070-4460**, **ResearcherID: H-8185-2015**, **SPIN-код: 6992-2688**, v.fomin@mhi-ras.ru

Сравнительная оценка биооптических показателей вод в акваториях с различным трофическим статусом

Т. Я. Чурилова¹, ✉, Т. В. Ефимова¹, Н. А. Моисеева¹,
Е. Ю. Скорород¹, Д. В. Калмыкова¹, И. А. Суторихин²,
В. В. Кириллов²

¹ Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

² Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

✉ tanya.churilova@ibss-ras.ru

Поступила в редакцию 04.03.2024; одобрена после рецензирования 06.04.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Для развития региональных спутниковых алгоритмов требуется информация о биооптических показателях вод конкретной акватории. Настоящие исследования были нацелены на сравнительный анализ биооптических показателей вод, различающихся по оптическим характеристикам и трофическому статусу.

Методы и результаты. В работе объединены результаты измерений спектральных биооптических показателей вод Черного, Азовского, Баренцева и Норвежского морей, Северного Ледовитого океана, Южного океана (Атлантический сектор), Байкала и Телецкого озера. Спектральные показатели поглощения света пигментами фитопланктона, неживым взвешенным и окрашенным растворенным органическим веществом измеряли в соответствии с современными протоколами *International Ocean Colour Coordinating Group*. Районы исследования включали акватории с уровнем трофности от олиготрофного до эвтрофного (значения концентрации хлорофилла *a* в поверхностных водах варьировали от 0,066 до 24 мг·м⁻³) и с высокой неоднородностью по биооптическим характеристикам: значения показателя суммарного поглощения света взвешенным и растворенным органическим веществом (за исключением воды) на длине волны 438 нм изменялись от 0,021 до 0,97 м⁻¹.

Выводы. Во всех районах отмечена высокая (в пределах порядка и более) пространственная изменчивость значений показателей поглощения света всеми оптически активными компонентами среды и их соотношений, что свидетельствует об оптической контрастности вод в каждом из исследованных регионов. Показана региональная специфичность коэффициентов параметризации поглощения света пигментами фитопланктона, неживым взвешенным и окрашенным растворенным органическим веществом. Установленные коэффициенты параметризации поглощения света оптически активными компонентами среды могут быть использованы для развития региональных спутниковых алгоритмов оценки показателей качества и продуктивности вод. На основе эмпирически установленных зависимостей были предложены дополнительные показатели качества водной среды – глубина зоны фотосинтеза и характеристика спектрального состава света в море, которые могут восстанавливаться по спутниковым данным.

Ключевые слова: хлорофилл *a*, поглощение света, пигменты фитопланктона, неживое взвешенное вещество, растворенное органическое вещество, Черное море, Азовское море, Баренцево море, Норвежское море, Северный Ледовитый океан, Южный океан, озеро Байкал, Телецкое озеро

Благодарности: исследование выполнено в рамках темы госзадания №124030100106-2 «Исследование региональных особенностей биооптических показателей водоемов как основы дешифрования данных дистанционного зондирования для оценки мультимасштабной изменчивости первично продукционных характеристик пелагических экосистем». Авторы выражают благодарность рецензентам за полезные рекомендации и замечания.

Для цитирования: Сравнительная оценка биооптических показателей вод в акваториях с различным трофическим статусом / Т. Я Чурилова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 556–575. EDN OBGXYK.

Original article

Comparison of Bio-Optical Properties of Optically Complex Waters with Different Trophic Status

T. Ya. Churilova^{1, ✉}, T. V. Efimova¹, N. A. Moiseeva¹,
E. Yu. Skorokhod¹, D. V. Kalmykova¹, I. A. Sutorikhin²,
V. V. Kirillov²

¹ A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences,
Sevastopol, Russia

² Institute for Water and Environmental Problems of SB of Russian Academy of Sciences,
Barnaul, Russia

✉ e-mail: tanya.churilova@ibss-ras.ru

Abstract

Purpose. Development of regional satellite algorithms requires the information on bio-optical properties of a particular water area. The present study is aimed at comparative analyzing the bio-optical properties of optically complex waters differing in their trophic status.

Methods and Results. The study combined the results of measuring the spectral bio-optical properties in the waters of the Black, Azov, Barents and Norwegian seas, the Arctic and Southern oceans (Atlantic sector), and the Baikal and Teletskoye lakes. Spectral coefficients of light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter were measured in accordance with the *International Ocean Colour Coordinating Group* Protocols. The study areas included the waters with trophic levels from the oligotrophic to eutrophic ones (the chlorophyll *a* concentrations in the surface layers varied from 0.066 to 24 mg·m⁻³), and with high heterogeneity in their bio-optical properties: the total non-water light absorption at the wavelength 438 nm varied from 0.021 to 0.97 m⁻¹.

Conclusions. In all the regions, a high (within an order of magnitude or higher) spatial variability in the values of light absorption coefficients by all the optically active components and their ratios was noted. This fact indicates the optical complexity of waters in each of the regions under study. The regional specificity of parameterization coefficients for light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter was shown. The revealed parameterization coefficients for light absorption by the optically active components can be used to develop the regional satellite algorithms for assessing water quality and productivity indicators. Based on the empirically revealed dependencies, the following additional indicators of water quality were proposed: the euphotic zone depth and the spectral characteristics of downwelling irradiance which can be retrieved based on remote sensing data.

Keywords: chlorophyll *a*, light absorption, phytoplankton, non-algal particles, colored dissolved organic matter, Black Sea, Sea of Azov, Barents Sea, Norwegian Sea, Arctic Ocean, Southern Ocean, Lake Baikal, Lake Teletskoye

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of the state assignment theme No. 124030100106-2 “Study of regional features of bio-optical properties of water bodies as a basis for decoding remote sensing data to assess multi-scale variability of primary production characteristics of pelagic ecosystems”. The authors are grateful to the reviewers for their useful recommendations and comments.

For citation: Churilova, T.Ya., Efimova, T.V., Moiseeva, N.A., Skorokhod, E.Yu., Kalmykova, D.V., Sutorikhin, I.A. and Kirillov, V.V., 2024. Comparison of Bio-Optical Properties of Optically Complex Waters with Different Trophic Status. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 507-526.

Введение

В условиях изменяющегося климата [1] и возрастающего негативного воздействия человеческой деятельности на природу вопросы оперативного контроля за состоянием водных экосистем и прогнозирования их изменений под воздействием естественных и антропогенных факторов становятся все более актуальными [2, 3]. Дистанционное зондирование Мирового океана из космоса предоставляет уникальную возможность мультимасштабной регистрации параметров водной среды и мониторинга состояния морских акваторий [4, 5]. Однако до настоящего времени полная реализация уникального потенциала данных дистанционного зондирования ограничена возможностями биооптических алгоритмов, стандартные решения которых не обеспечивают корректных оценок показателей качества и продуктивности вод на глобальных масштабах [6], что связано с высокой неоднородностью мирового океана по биооптическим показателям вод [7–9].

Воды, относящиеся ко второму типу по оптической классификации [7], для которых типично высокое содержание неживого взвешенного вещества (*NAP*) и окрашенного растворенного органического вещества (*CDOM*), а также отсутствие корреляции между содержанием хлорофилла *a* (маркер биомассы фитопланктона – третьего оптически активного компонента), являются наиболее сложными для решения задачи трансформации спутникового сигнала в первичные гидрооптические характеристики вод [8, 9]. Для Черного моря (воды 2-го типа [10]) разработан трехканальный алгоритм *Chl-CDM* [11], который обеспечивает точное восстановление первичных гидрооптических характеристик вод Черного моря [12]. Этот алгоритм может быть адаптирован для других водоемов РФ, а также для полярных регионов Мирового океана, которые представляют политический и экономический интерес для нашей страны. Для адаптации *Chl-CDM* алгоритма к другим акваториям требуются эмпирически установленные закономерности изменчивости биооптических показателей вод, в частности параметризация поглощения света всеми оптически активными компонентами среды (фитопланктоном, *NAP* и *CDOM*), оценка вклада каждого компонента в баланс поглощения света на разных длинах волн.

Биооптические исследования, выполненные на современном методологическом и технологическом уровне в разных районах Мирового океана (Азово-Черноморский бассейн, Арктика, Антарктика и озера Байкал и Телецкое) [13–19], позволяют объединить результаты, полученные в водах с разным уровнем трофности (трофическим статусом) и составом оптически активных компонентов среды (оптические характеристики). Трофический статус вод определяется на основании показателей продуктивности: концентрации хлорофилла *a* и пер-

вичной продукции. Азовское море относится к высокотрофному водоему с характерным высоким содержанием фитопланктона, большими значениями концентрации хлорофилла *a* и высокой первичной продукцией [20]. Воды открытой части Черного моря относят к мезотрофным водам [21]. Прибрежные воды Черного моря подвержены влиянию берегового и речного стока и поэтому характеризуются высокой неоднородностью по показателям продуктивности [22], что сопровождается изменением уровня трофности от мезотрофного до эвтрофного. В водах Атлантического сектора Южного океана отмечается уникальная ситуация – высокое содержание биогенных элементов, но при этом низкая концентрация хлорофилла *a* [23], что дает основание сделать вывод об олиготрофности вод в этом районе. Воды Европейского сектора Арктики (Норвежское и Баренцево моря, Северный Ледовитый океан) относятся в большей части (а именно воды Северного Ледовитого океана) к олиготрофным [24, 25]. Воды озера Байкал – уникального прозрачного водоема – относятся к олиготрофным водам. Высокотрофные воды Телецкого озера подвержены интенсивному береговому и речному стоку, что определяет экологическое состояние вод и их оптические свойства [26].

Цель настоящих исследований состоит в обобщении полученных результатов и сравнительном анализе биооптических показателей вод с различным трофическим статусом.

Методы

В работе обобщены данные, полученные в разных районах Мирового океана (рис. 1):

1) в Норвежском море, Баренцевом море, Северном Ледовитом океане – рейс № 80 НИС «Академик Мстислав Келдыш» (август 2020 г.);

2) Атлантическом секторе Южного океана – рейс № 79 НИС «Академик Мстислав Келдыш» (январь – февраль 2020 г.);

3) Черном море, прибрежных водах Крымского полуострова – рейсы № 106 (апрель – май 2019 г.) и № 113 (июнь 2020 г.) НИС «Профессор Водяницкий», регулярный еженедельный биооптический мониторинг на МНИС «Виктория» (период с 2009 по 2022 г.);

4) Черном море, глубоководном районе – рейс № 122 НИС «Профессор Водяницкий» (июнь 2022 г.);

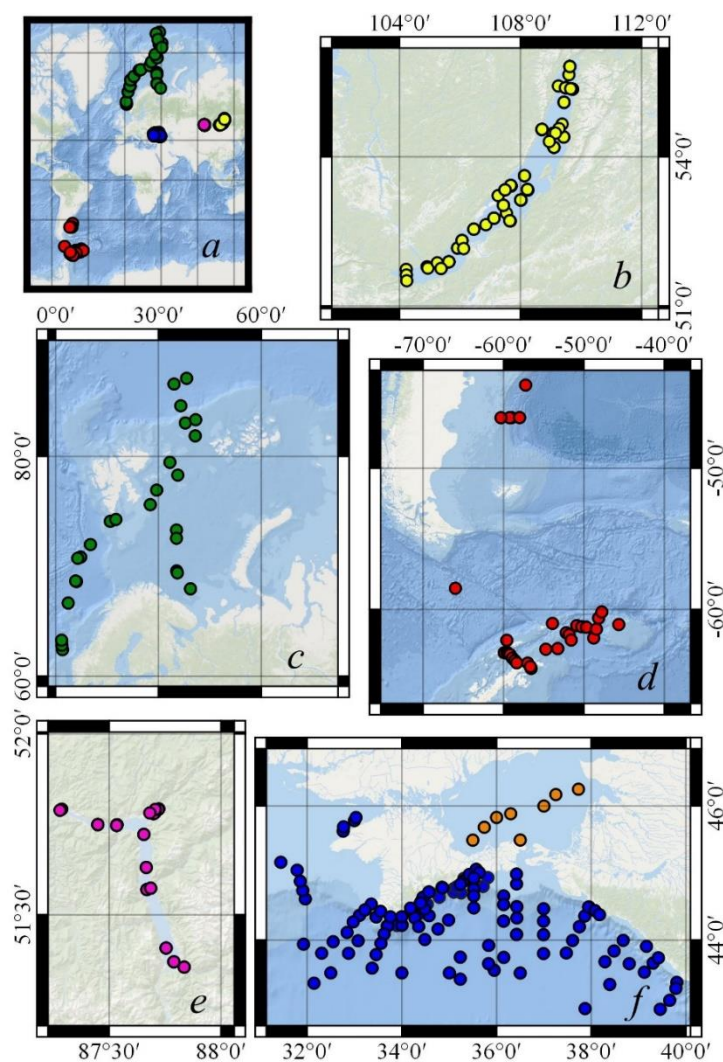
5) Азовском море – научные экспедиции на НИС «Профессор Водяницкий», выполненные в разные сезоны года (период с 2016 по 2020 г.);

6) на озере Байкал – экспедиции на НИС «Г. Ю. Верещагин» (июль 2018 г.) и на НИС «Г. Титов» (сентябрь 2019 г.);

7) на Телецком озере – экспедиция на НИС ИВЭП СО РАН № 209 (тип «Ярославец») (август 2022 г.).

Пробы воды отбирались с помощью кассеты батометров или одиночным батометром (*GO-Flo bottles*). Концентрацию хлорофилла *a* в сумме с феопигментами (*TChl-a*) определяли спектрофотометрическим методом [27, 28]. Пробы воды фильтровали через стекловолокнистые фильтры (*Whatman GF/F*) при вакууме не более 0,2 атм. Фильтры со взвесью складывали, заворачивали в фольгу и хранили в сжиженном азоте до измерений в лаборатории. Пигменты экстрагировали 90%-ным водным раствором ацетона (5 мл) с использованием

для полноты экстракции двухступенчатого подхода и виброгомогенизатора. Пробирки с ацетоновыми экстрактами пигментов хранили в холодильнике (+8 °C) в течение 18 ч. Экстракты пигментов осветляли осаждением взвеси центрифугированием в течение 5 минут (при центробежном ускорении 5000 g). Оптическую плотность (англ. *optical density*, *OD*) ацетоновых экстрактов пигментов определяли на двухлучевом спектрометре *Lambda 35* (PerkinElmer).



Р и с. 1. Расположение станций (обозначены цветными кружками) в исследуемых районах Мирового океана (*a*); увеличенное изображение исследуемых районов: *b* – озеро Байкал (желтый цвет), *c* – Баренцева, Норвежского морей и Северного Ледовитого океана (зеленый цвет), *d* – Атлантического сектора Южного океана (красный цвет), *e* – Телецкого озера (лиловый цвет), *f* – Черного (синий цвет) и Азовского (коричневый цвет) морей

F i g. 1. Location of stations (marked with colored circles) in the study areas of the World Ocean (*a*); enlarged image of the study areas: *b* – Lake Baikal (yellow), *c* – Barents and Norwegian seas, and Arctic Ocean (green), *d* – Atlantic sector of the Southern Ocean (red), *e* – Lake Teletskoye (purple), *f* – Black (blue) and Azov (brown) seas

Спектральные показатели поглощения света всеми оптически активными компонентами (ОАК) среды: пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$), неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) и окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$) – измеряли в соответствии с современными протоколами [29, 30] с использованием двухлучевого спектрофотометра *Lambda 35* (*PerkinElmer*), оснащенного интегрирующей сферой. Методология определения $a_p(\lambda)$, $a_{ph}(\lambda)$, $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$ детально описана в статье [17].

Параметризацию поглощения света всеми оптически активными компонентами среды проводили в соответствии с современными подходами [31, 32]. Параметризация поглощения света пигментами фитопланктона направлена на получение связи между $a_{ph}(\lambda)$ и *TChl-a*. Хлорофилл *a* является основным фотосинтетически активным пигментом, что определяет его экологическую значимость и объясняет его использование при анализе вариабельности $a_{ph}(\lambda)$, несмотря на то что поглощение света фитопланктоном связано не только с хлорофиллом *a*, а со всем комплексом пигментов, отличающихся по своему функциональному назначению [33, 34]. Для описания зависимости между $a_{ph}(\lambda)$ и *TChl-a* использовали степенную функцию [31]:

$$a_{ph}(\lambda) = A(\lambda) \cdot TChl-a^{(B(\lambda))}. \quad (1)$$

Коэффициенты $A(\lambda)$ и $B(\lambda)$ определяли методом наименьших квадратов с использованием логарифмической формы уравнения (1).

Спектры показателей поглощения света *NAP* и *CDOM* имеют экспоненциальную форму [35]. Параметризация поглощения света *NAP* и *CDOM* нацелена на определение параметров уравнения, которое описывает формы спектров $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$ [32]:

$$a_i(\lambda) = a_i(\lambda_r) \cdot e^{(-S_i \cdot (\lambda - \lambda_r))}, \quad (2)$$

где i обозначает *NAP* или *CDOM*; длина волны λ_r – это выбранная длина волны (в наших исследованиях использовали 438 нм); S_i обозначает спектральный наклон S_{NAP} или S_{CDOM} .

Спектральный наклон S_{NAP} определяли в диапазоне длин волн от 400 до 700 нм. Показатель S_{CDOM} , значение которого изменяется в зависимости от выбранного волнового диапазона [36], определяли в диапазоне длин волн от 350 до 500 нм, который используется в большинстве исследований [32, 37], что позволяет проводить сравнительную оценку полученных значений, используя литературные данные.

Вклад фитопланктона, *NAP* и *CDOM* в общее поглощение света взвешенным и растворенным органическим веществом, за исключением воды (a_{tot-w}), оценивали на отдельных длинах волн, выбранных исходя из их значимости: 1) на длине волны 438 нм, которая является физиологически значимой для фитопланктона в связи с тем, что на этой длине волны поглощение света пигментами фитопланктона максимально в пределах видимого диапазона излучения (400–700 нм); 2) на длине волны 490 нм, которая соответствует спектральному каналу оптических сканеров (*SeaWiFS*, *MERIS*, *MODIS*, *VIIRS*, *OLCI*) и ис-

пользуется в разработанном трехканальном алгоритме *Chl-CDM* оценки концентрации хлорофилла *a* по данным дистанционного зондирования Земли из космоса [11].

Спектры подводной облученности $E_d(\lambda)$ (нисходящее излучение) измеряли с шагом в 1 м в пределах освещенного слоя вод с помощью погружного спектрорадиометра *RAMSES (TrioOS, Germany)* или моделировали [38] с использованием в качестве входных параметров результатов измерения спектральных биооптических показателей вод [38]. Значения фотосинтетически активной радиации (ФАР) получали в результате интегрирования $E_d(\lambda)$ в пределах видимого диапазона излучения (400–700 нм). Глубину зоны фотосинтеза (Z_{eu}) оценивали по глубине проникновения 1 % от значения ФАР, падающей на поверхность водоема. Первую оптическую глубину (1_{opt}) определяли в соответствии с формулой [35]

$$1_{opt} = Z_{eu}/4,6.$$

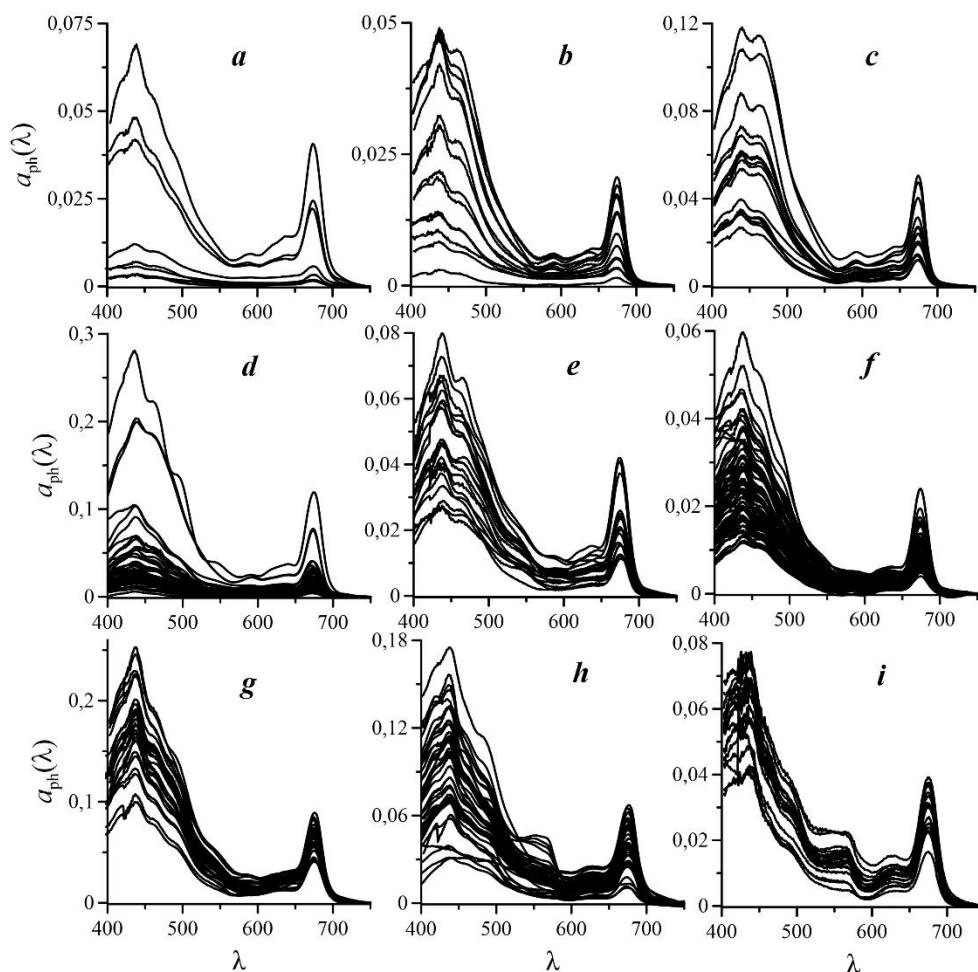
В качестве характеристики спектральных свойств солнечного излучения, проникающего в водную толщу, использовали длину волны максимума спектра $E_d(\lambda)$ (λ_{max}).

Результаты и обсуждение

Спектры показателей $a_{ph}(\lambda)$, $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$, измеренные в поверхностном слое вод, соответствующем слою 1_{opt} , показаны на рис. 2–4. В Азовском море отмечена высокая (в пределах порядка) вариабельность всех исследованных показателей. Значение *TChl-a* в поверхностном слое моря изменялось в течение года в диапазоне от 1,7 до 22 мг·м⁻³. Установлена зависимость между показателями поглощения света пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$) на отдельных длинах волн и *TChl-a* (табл. 1), которая описана степенной функцией (уравнение (1)). Установлены сезонные различия между значениями коэффициента $A(\lambda)$ (уравнение (1)), наиболее выраженные в синем диапазоне спектра (почти двукратные различия) [19], что обусловлено изменением степени упаковки пигментов в клетках фитопланктона [39] в связи с адаптацией фитопланктона к изменениям условий среды в течение года, которая приводит к изменению состава и концентрации пигментов в клетках [40].

Анализ вариабельности показателей поглощения света *NAP* ($a_{NAP}(\lambda)$) и *CDOM* ($a_{CDOM}(\lambda)$) показал высокую (в пределах порядка) изменчивость $a_{NAP}(438)$ (0,036–0,58 м⁻¹) и $a_{CDOM}(438)$ (0,083–0,54 м⁻¹). Установлено, что поглощение света *CDOM* не коррелировало с *TChl-a*. Значения спектральных наклонов S_{NAP} и S_{CDOM} варьировали в диапазоне от 0,0080 до 0,014 нм⁻¹ ($0,010 \pm 0,0015$ нм⁻¹) и от 0,014 до 0,024 нм⁻¹ ($0,018 \pm 0,0024$ нм⁻¹) (табл. 2) соответственно. Установлена связь между S_{CDOM} и $a_{CDOM}(\lambda)$, описанная степенным уравнением (табл. 3). Аналогичная зависимость получена для показателя суммарного поглощения света *NAP* и *CDOM* ($a_{CDM}(\lambda)$) (табл. 3). Значение $a_{tot-w}(438)$ варьировало в пределах от 0,31 до 0,68 и в среднем составляло $0,61 \pm 0,45$ м⁻¹ (табл. 2). Относительный вклад фитопланктона в $a_{tot-w}(438)$ изменялся от 7 % весной и осенью до 51 % зимой (в январе) и достигал 70 %

летом (в июле). Вклад $CDOM$ и NAP в $a_{tot-w}(438)$ варьировал в пределах от 13 до 76 % и от 10 до 52 % соответственно.

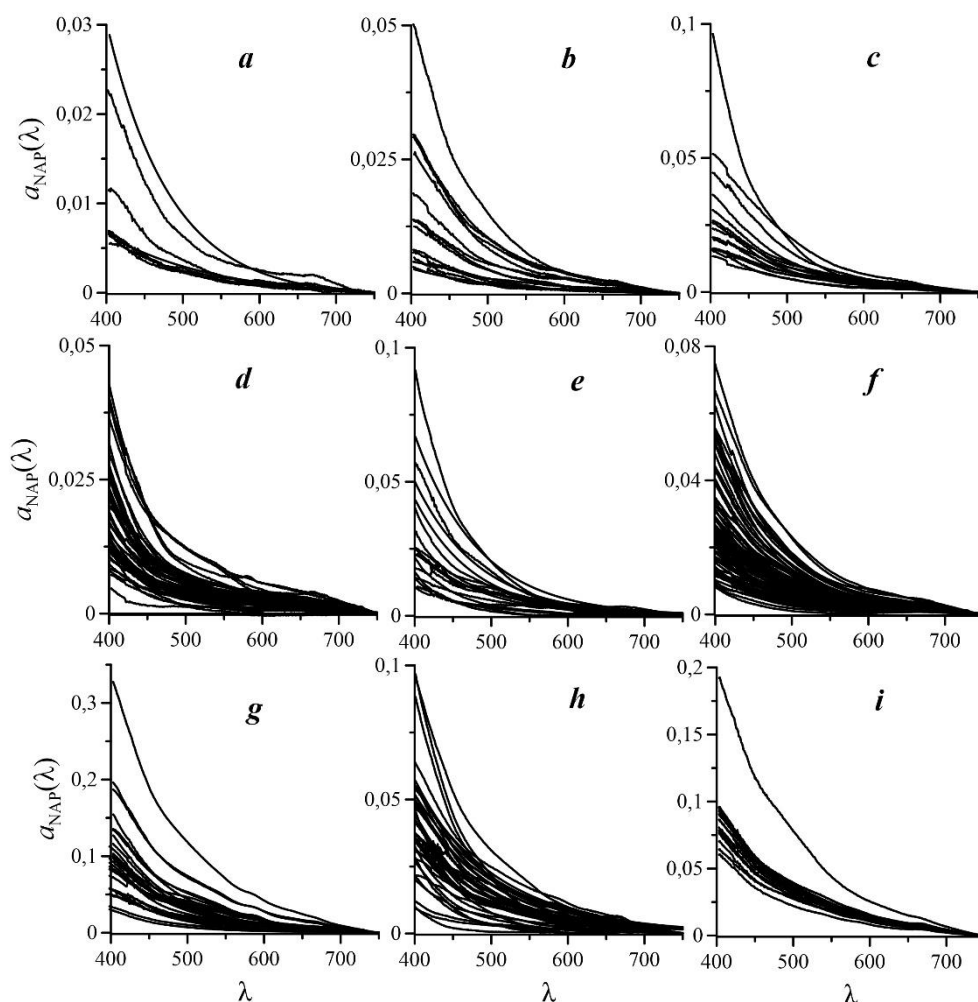


Р и с. 2. Спектры показателей поглощения света пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$) в поверхностном слое вод Северного Ледовитого океана (a), Баренцева моря (b), Норвежского моря (c), Атлантического сектора Южного океана (d), Черного моря зимой (e) и летом (f), Азовского моря (g), озера Байкал (h), Телецкого озера (i)

Fig. 2. Spectra of light absorption coefficients by phytoplankton ($a_{ph}(\lambda)$) in the surface layers of the Arctic Ocean (a), the Barents (b) and Norwegian (c) seas, Atlantic sector of the Southern Ocean (d), the Black Sea in winter (e) and summer (f), the Sea of Azov (g), and the Baikal (h) and Teletskoye (i) lakes

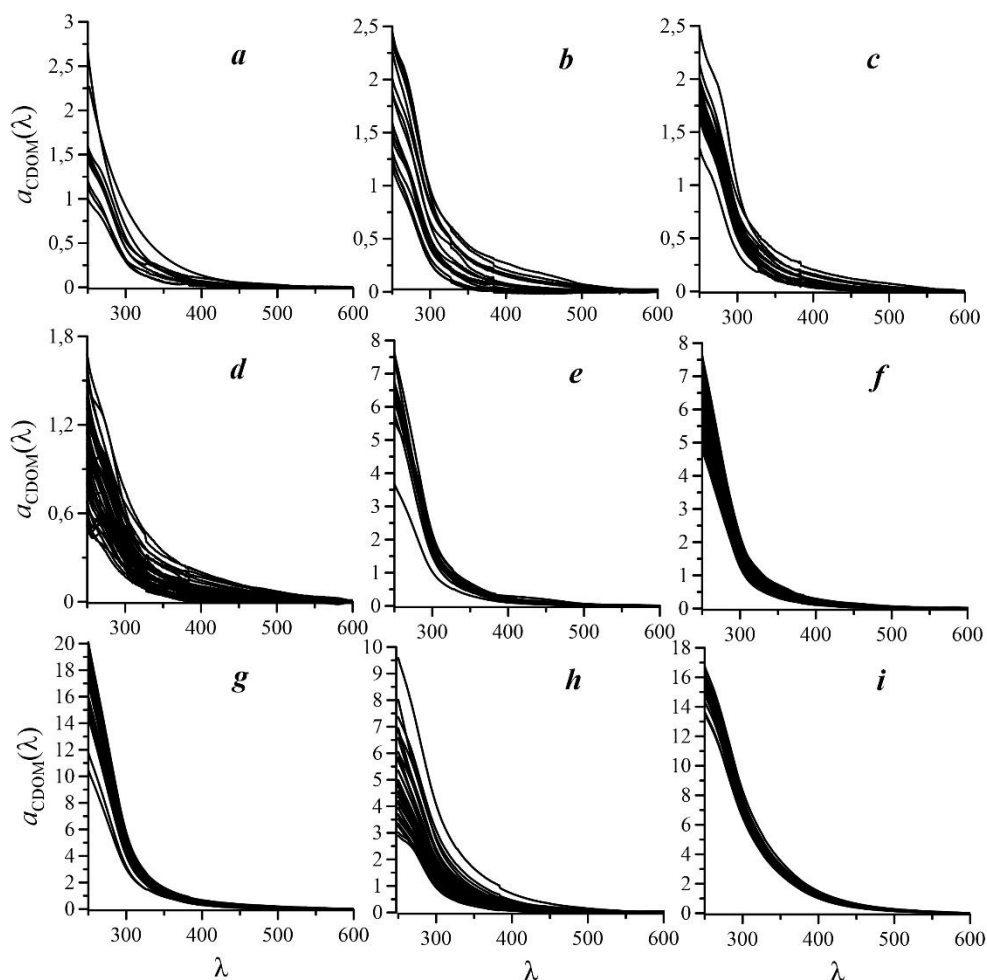
Прибрежные воды в Севастопольской бухте различались по трофическому статусу. В поверхностном слое (l_{opt}) отмечен высокий диапазон варируемости $TChl-a$ (от 0,19 до 5,6 мг м⁻³). Значения показателей $a_{ph}(\lambda)$ и $a_{NAP}(\lambda)$ изменялись тоже на порядок. В отличие от взвешенного вещества, для $CDOM$ отмечена меньшая изменчивость показателей поглощения света (табл. 2). Связи между $a_{CDOM}(\lambda)$ и $TChl-a$ не наблюдалось. Установлено, что связь

между $TChl-a$ и $a_{ph}(\lambda)$ отражает единообразие зависимости (в уравнении (1)) в широком диапазоне трофности вод [13]. При этом выявлены сезонные различия между значениями коэффициента A в уравнении (1) для $a_{ph}(\lambda)$ на отдельных длинах волн (табл. 1), что подчеркивает преобладающее влияние условий среды (преимущественно освещенности) на значения удельных (нормированных на $TChl-a$) показателей поглощения света пигментами фитопланктона.



Р и с. 3. Спектры показателей поглощения света неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) в поверхностном слое вод Северного Ледовитого океана (a), Баренцева моря (b), Норвежского моря (c), Атлантического сектора Южного океана (d), Черного моря зимой (e) и летом (f), Азовского моря (g), озера Байкал (h), Телецкого озера (i)

F i g. 3. Spectra of light absorption coefficients by non-algal particles ($a_{NAP}(\lambda)$) in the surface layers of the Arctic Ocean (a), the Barents (b) and Norwegian (c) seas, Atlantic sector of the Southern Ocean (d), the Black Sea in winter (e) and summer (f), the Sea of Azov (g), and the Baikal (h) and Teletskoye (i) lakes



Р и с. 4. Спектры показателей поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$) в поверхностном слое вод Северного Ледовитого океана (a), Баренцева моря (b), Норвежского моря (c), Атлантического сектора Южного океана (d), Черного моря зимой (e) и летом (f), Азовского моря (g), озера Байкал (h), Телецкого озера (i)

Fig. 3. Spectra of light absorption coefficients by colored dissolved organic matter ($a_{CDOM}(\lambda)$) in the surface layers of the Arctic Ocean (a), the Barents (b) and Norwegian (c) seas, Atlantic sector of the Southern Ocean (d), the Black Sea in winter (e) and summer (f), the Sea of Azov (g), and the Baikal (h) and Teletskoye (i) lakes

Значение S_{NAP} в среднем составляло $0,011 \pm 0,002 \text{ нм}^{-1}$ (табл. 2), что соответствует результатам, полученным в других районах Мирового океана [32, 37]. Отмечено снижение S_{CDOM} с увеличением трофности вод от 0,019 до 0,015 нм^{-1} , что отражает изменение химического состава $CDOM$, а именно повышение доли высокомолекулярных соединений [36], что, вероятно, связано с влиянием речного стока (стока реки Черной), а также с меньшей степенью фотодеструкции $CDOM$ в мутных трофных водах [35]. Установлена связь между S_{CDOM} (S_{CDM}) и $a_{CDOM}(\lambda)$ ($a_{CDM}(\lambda)$) (табл. 3). Значение $a_{tot-w}(438)$ изменялось зимой от 0,11 до 0,82 м^{-1} (в среднем $0,27 \pm 0,12 \text{ м}^{-1}$) и летом от 0,069

до $0,90 \text{ м}^{-1}$ (в среднем $0,30 \pm 0,16 \text{ м}^{-1}$) (табл. 2). В связи с отсутствием сопряженности в изменении поглощения *CDOM* и *TChl-a* оценка бюджета поглощения света на длине волны 438 нм показала значительную вариабельность доли *CDOM* в общем поглощении света и доминирование фитопланктона в наиболее трофных водах.

Т а б л и ц а 1
Table 1

Коэффициенты степенной зависимости $a_{ph}(490) = A(490) \cdot TChl-a^{(B(490))}$ показателя поглощения света пигментами фитопланктона на длине волны 490 нм $a_{ph}(490)$ (м^{-1}) от концентрации хлорофилла *a* в сумме с феопигментами $TChl-a$ ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$)
Coefficients of the power-law dependence $a_{ph}(490) = A(490) \cdot TChl-a^{(B(490))}$ of the light absorption coefficient by phytoplankton at 490 nm ($a_{ph}(490)$, м^{-1}) upon the chlorophyll *a* concentration in total with phaeopigments ($TChl-a$, $\text{мг} \text{ м}^{-3}$)

Район / Region	$A(490)$, $\text{м}^2 \cdot \text{мг}^{-1}$ / $A(490)$, $\text{м}^2 \cdot \text{мг}^{-1}$	$B(490)$	r^2	n
Южный океан / Southern Ocean	0,021	0,93	0,83	126
Норвежское море / Norwegian Sea	0,033	0,99	0,97	41
Баренцево море / Barents Sea				
Северный Ледовитый океан / Arctic Ocean				
Черное море * / Black Sea *	0,031	0,79	0,78	79
Черное море ** / Black Sea **	0,048	0,78	0,66	39
Азовское море ** / Sea of Azov **	0,050	0,59	0,74	39
Азовское море * / Sea of Azov *	0,016	0,95	0,53	7
Озеро Байкал / Lake Baikal	0,039	0,62	0,83	58
Телецкое озеро / Lake Teletskoye	0,018	0,74	0,54	39

* Измерения проводились в зимний сезон.
* Measurements were taken during a winter season.
** Измерения проводились в летний сезон.
** Measurements were taken during a summer season.

Примечание: r^2 – коэффициент детерминации; n – число измерений.
Note: r^2 is the determination coefficient; n is a number of measurements.

Исследования в поверхностном слое вод Норвежского и Баренцева морей, а также Северного Ледовитого океана [14] показали высокую изменчивость *TChl-a* (от 0,058 до $1,5 \text{ мг м}^{-3}$) и показателей поглощения света всеми оптически активными компонентами среды: $a_{ph}(438)$ (от 0,0014 до $0,12 \text{ м}^{-1}$), $a_{NAP}(438)$ (от 0,00031 до $0,068 \text{ м}^{-1}$) и $a_{CDOM}(438)$ (от 0,0074 до $0,20 \text{ м}^{-1}$) (табл. 2). Поглощение света *NAP* коррелировало с поглощением света фитопланктоном и с *TChl-a*. Вклад *NAP* в поглощение света взвешенным веществом на длине волны 438 нм в Норвежском и Баренцевом морях и Северном Ледовитом океане составлял в среднем 27, 34 и 39 % соответственно (табл. 2). Корреляции между поглощением света *CDOM* и *TChl-a* не отмечено.

Среднее значение биооптических показателей вод $\pm$ стандартное квадратичное отклонение
Mean value of bio-optical water properties $\pm$ standard deviation

Регион / Region	$TChl-a$	$a_{NAP}(490)$	$\frac{a_{NAP}(438)}{a_p(438)}$	S_{NAP}	$a_{CDOM}(490)$	S_{CDOM}	$a_{CDM}(490)$	S_{CDM}	$a_{tot-w}(438)$
Южный океан / Southern Ocean	$0,97 \pm 0,47$	$0,0071 \pm 0,0042$	$0,24 \pm 0,12$	$0,011 \pm 0,004$	$0,027 \pm 0,023$	$0,014 \pm 0,008$	$0,034 \pm 0,023$	$0,012 \pm 0,006$	$0,11 \pm 0,076$
Норвежское море / Norwegian Sea	$1,0 \pm 0,44$	$0,011 \pm 0,005$	$0,27 \pm 0,13$	$0,011 \pm 0,003$	$0,028 \pm 0,022$	$0,017 \pm 0,005$	$0,039 \pm 0,024$	$0,016 \pm 0,004$	$0,12 \pm 0,079$
Баренцево море / Barents Sea	$0,41 \pm 0,26$	$0,0073 \pm 0,0046$	$0,34 \pm 0,12$	$0,011 \pm 0,003$	$0,030 \pm 0,032$	$0,017 \pm 0,005$	$0,037 \pm 0,035$	$0,016 \pm 0,004$	$0,12 \pm 0,10$
Северный Ледовитый океан / Arctic Ocean	$0,43 \pm 0,54$	$0,0037 \pm 0,0019$	$0,39 \pm 0,17$	$0,011 \pm 0,003$	$0,011 \pm 0,010$	$0,017 \pm 0,005$	$0,015 \pm 0,010$	$0,016 \pm 0,004$	$0,063 \pm 0,039$
Черное море, прибрежный район* / Black Sea, coastal region*	$1,2 \pm 0,7$	$0,019 \pm 0,018$	$0,33 \pm 0,15$	$0,011 \pm 0,002$	$0,038 \pm 0,018$	$0,019 \pm 0,003$	$0,054 \pm 0,022$	$0,017 \pm 0,002$	$0,27 \pm 0,12$
Черное море, прибрежный район** / Black Sea, coastal region**	$0,50 \pm 0,20$	$0,017 \pm 0,017$	$0,34 \pm 0,11$	$0,011 \pm 0,002$	$0,035 \pm 0,019$	$0,019 \pm 0,003$	$0,049 \pm 0,025$	$0,017 \pm 0,002$	$0,30 \pm 0,16$
Азовское море / Sea of Azov	$6,0 \pm 2,3$	$0,094 \pm 0,079$	$0,41 \pm 0,20$	$0,011 \pm 0,0014$	$0,097 \pm 0,031$	$0,019 \pm 0,0024$	$0,19 \pm 0,15$	$0,015 \pm 0,0026$	$0,61 \pm 0,45$
Озеро Байкал / Lake Baikal	$2,2 \pm 1,2$	$0,023 \pm 0,021$	$0,23 \pm 0,11$	$0,01 \pm 0,0017$	$0,059 \pm 0,038$	$0,018 \pm 0,0028$	$0,081 \pm 0,056$	$0,016 \pm 0,0019$	$0,28 \pm 0,19$
Телецкое озеро / Lake Teletskoye	$1,7 \pm 0,37$	$0,038 \pm 0,012$	$0,54 \pm 0,10$	$0,009 \pm 0,0006$	$0,24 \pm 0,034$	$0,018 \pm 0,0007$	$0,28 \pm 0,044$	$0,017 \pm 0,0008$	$0,72 \pm 0,09$

* Измерения проводились в зимний сезон. / * Measurements were taken during a winter season.

** Измерения проводились в летний сезон. / ** Measurements were taken during a summer season.

Примечание: $TChl-a$ – концентрация хлорофилла a в сумме с феофигментами, $мг \cdot м^{-3}$; $a_{NAP}(490)$ – показатель поглощения света неживым взвешенным веществом ($м^{-1}$), $a_{CDOM}(490)$ – показатель поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($м^{-1}$) и $a_{CDM}(490)$ – показатель поглощения света окрашенным взвешенным и растворенным органическим веществом ($м^{-1}$) на длине волны 490 нм; $a_{tot-w}(438)$ – общее поглощение света на 438 нм ($м^{-1}$); $a_{NAP}(438)/a_p(438)$ – отношение показателей $a_{NAP}(438)$ к общему поглощению взвешенным веществом на длине волны 438 нм ($a_p(438)$); S_{NAP} – спектральный наклон поглощения света неживым взвешенным веществом ($нм^{-1}$), S_{CDOM} – спектральный наклон поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($нм^{-1}$) и S_{CDM} – спектральный наклон поглощения света окрашенным взвешенным и растворенным органическим веществом ($нм^{-1}$) для верхнего перемешанного слоя.

Note: $TChl-a$ is the chlorophyll a concentration in total with pheopigments, $mg \cdot m^{-3}$; $a_{NAP}(490)$ is the light absorption coefficient by non-algal particles ($м^{-1}$), $a_{CDOM}(490)$ is the light absorption coefficient by colored dissolved organic matter ($м^{-1}$), and $a_{CDM}(490)$ is the light absorption coefficient by colored detrital matter ($м^{-1}$) at the wavelength 490 nm; $a_{tot-w}(438)$ is the total non-water light absorption at 438 nm ($м^{-1}$); $a_{NAP}(438)/a_p(438)$ is the ratio of $a_{NAP}(438)$ to the particulate absorption coefficient at the wavelength 438 nm ($a_p(438)$); S_{NAP} is the spectral slope of light absorption by non-algal particles ($нм^{-1}$), S_{CDOM} is the spectral slope of light absorption by colored detrital matter ($нм^{-1}$), and S_{CDM} is the spectral slope of light absorption by colored detrital matter ($нм^{-1}$) for the upper mixed layer.

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Коэффициенты степенной зависимости $S = A \cdot a(490)^B$
Coefficients of power-law dependence $S = A \cdot a(490)^B$

Регион / Region	A_{CDOM}	B_{CDOM}	r^2	n	A_{CDM}	B_{CDM}	r^2	n
Южный океан / Southern Ocean	0,0045	−0,27	0,60	126	0,0034	−0,380	0,52	126
Норвежское море */ Norwegian Sea *	0,0056	−0,28	0,81	80	0,0052	−0,320	0,73	80
Баренцево море */ Barents Sea *								
Северный Ледовитый океан */ Arctic Ocean *								
Чernое море **/ Black Sea **								
Азовское море **/ Sea of Azov **	0,0065	−0,29	0,77	138	0,009	−0,200	0,63	138
Озеро Байкал / Lake Baikal	0,012	−0,19	0,41	118	0,013	−0,060	0,32	118
	0,011	−0,15	0,39	82	0,012	−0,091	0,31	82

* Общие зависимости для Норвежского, Баренцева морей и Северного Ледовитого океана

*Common dependencies for the Norwegian and Barents seas, and the Arctic Ocean.

** Общие зависимости для всех сезонов

** Common dependencies for all the seasons.

Примечание: 1. Для Телецкого озера зависимости не установлено.

2. A_{CDOM} , B_{CDOM} – коэффициенты степенной зависимости спектрального наклона поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом (S_{CDOM} , nm^{-1}) от показателей поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(490)$, m^{-1}); A_{CDM} , B_{CDM} – коэффициенты степенной зависимости спектрального наклона поглощения света окрашенным взвешенным и растворенным органическим веществом (S_{CDM} , nm^{-1}) от показателя поглощения света ($a_{CDM}(490)$, m^{-1}); r^2 – коэффициент детерминации; n – число измерений.

Note: 1. For Lake Teletskoye no dependence was found.

2. A_{CDOM} and B_{CDOM} are the coefficients of power-law dependence of the spectral slope of light absorption by colored dissolved organic matter (S_{CDOM} , nm^{-1}) upon the light absorption coefficient by colored dissolved organic matter ($a_{CDOM}(490)$, m^{-1}); A_{CDM} and B_{CDM} are the coefficients of power-law dependence of the spectral slope of light absorption by colored detrital matter (S_{CDM} , nm^{-1}) upon the light absorption coefficient ($a_{CDM}(490)$, m^{-1}); r^2 is the determination coefficient; n is a number of measurements.

Для Норвежского и Баренцева морей, а также для Северного Ледовитого океана установлена связь между $a_{ph}(\lambda)$ и $TChl-a$, которая для отдельных длин волн описана едиными уравнениями (табл. 1) без статистически значимых различий между акваториями [14]. В результате параметризации (уравнение (2)) получены значения S_{NAP} и S_{CDOM} . Значения этих параметров в среднем равнялись $0,011 \pm 0,003$ и $0,017 \pm 0,004 \text{ nm}^{-1}$ соответственно (табл. 2). Значения S_{CDOM} ($0,010$ – $0,025 \text{ nm}^{-1}$) изменялись в обратной связи с показателем $a_{CDOM}(\lambda)$, которая описана степенным уравнением с одинаковыми коэффициентами для Норвежского, Баренцева морей и Северного Ледовитого океана (табл. 3). Для S_{CDM} и $a_{CDM}(\lambda)$ установлена аналогичная связь (табл. 3). Значение $a_{tot-w}(438)$ в поверхностном слое Норвежского, Баренцева морей и Северного Ледовитого

океана изменялось от 0,067 до 0,25 м⁻¹ (0,12 ± 0,079 м⁻¹), от 0,025 до 0,24 м⁻¹ (0,12 ± 0,10 м⁻¹) и от 0,021 до 0,15 м⁻¹ (0,063 ± 0,039 м⁻¹) (табл. 2) соответственно. Оценка бюджета поглощения на длинах волн 438 и 490 нм показала, что на большей части исследованной акватории *CDOM* доминировал в поглощении света. Доля *CDOM* в общем поглощении $a_{\text{tot-w}}(438)$ изменялась от 80 до 20 %. Такой широкий диапазон относительного поглощения света *CDOM* связан с влиянием речного стока на поступление растворенного вещества в воды и увеличением его доли в поглощении [41–43]. Увеличение биомассы фитопланктона, если рассматривать *TChl-a* как маркер биомассы фитопланктона, приводило к доминированию (65 %) фитопланктона в поглощении света, а следовательно, к снижению доли *CDOM* в общем поглощении света.

Исследования в Южном океане показали, что биооптические показатели поверхностных вод (слой 1_{opt}) изменялись на порядок и более: *TChl-a* – от 0,20 до 4,4 мг м⁻³, $a_{\text{ph}}(438)$ – от 0,0051 до 0,29 м⁻¹, $a_{\text{NAP}}(438)$ – от 0,0038 до 0,022 м⁻¹, $a_{\text{CDOM}}(438)$ – от 0,0054 до 0,19 м⁻¹. Между значениями $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и *TChl-a* установлена связь (табл. 1). Отмечена корреляция между $a_{\text{NAP}}(438)$ и *TChl-a* и отсутствие связи между $a_{\text{CDOM}}(438)$ и *TChl-a*. В результате параметризации поглощения света неживыми оптическими компонентами среды были получены спектральные наклоны для $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ и $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$, средние значения которых составляли $S_{\text{NAP}} = 0,010 \pm 0,0021 \text{ нм}^{-1}$ и $S_{\text{CDOM}} = 0,013 \pm 0,0059 \text{ нм}^{-1}$ (табл. 2). Установлена обратная связь между $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ ($a_{\text{CDM}}(\lambda)$) и S_{CDOM} (S_{CDM}), которая описывается степенной зависимостью (табл. 3). Значение $a_{\text{tot-w}}(438)$ в поверхностном слое Южного океана изменялись от 0,039 до 0,37 м⁻¹ (0,11 ± 0,076 м⁻¹) (табл. 2). Оценка бюджета поглощения света на длине волны 438 нм показала, что в условиях высокой некоррелированной с *TChl-a* изменчивости поглощения света *CDOM* происходит смена доминирующего компонента: *CDOM* доминирует (около 60 %) в поглощении света в акватории с низкими значениями *TChl-a*, фитопланктон доминирует (около 80 %) в акватории с высокими значениями *TChl-a*. Воды Атлантического сектора Южного океана являются оптически контрастными по содержанию как фитопланктона, так и *CDOM* [17].

Исследования на озере Байкал показали высокую (в пределах порядка и более) изменчивость всех биооптических показателей вод [16, 18]. *TChl-a* в поверхностном слое (слой 1_{opt}) изменялась в пределах 0,58–5,3 мг м⁻³. Установлена связь между $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и *TChl-a* на отдельных длинах волн, которая описана степенной зависимостью (табл. 1). Значения $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ и $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ на длине волны 438 нм изменялись в пределах 0,0024–0,099 м⁻¹ и 0,035–0,31 м⁻¹. Установлена корреляция между $a_{\text{NAP}}(438)$ и *TChl-a*. Не наблюдалось связи между поглощением света *CDOM* и *TChl-a*. Параметр S_{NAP} в среднем составлял 0,010 ± 0,0017 нм⁻¹ (табл. 2). Значения S_{CDOM} изменялись от 0,011 до 0,026 нм⁻¹. Установлена обратная связь между $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ ($a_{\text{CDM}}(\lambda)$) и S_{CDOM} (S_{CDM}), которая описана степенным уравнением (табл. 3). Значения $a_{\text{tot-w}}(438)$ в поверхностном слое вод изменялись в пределах 0,12–0,57 м⁻¹ и в среднем составляли 0,28 ± 0,19 м⁻¹ (табл. 2). В связи с высокой изменчивостью всех биооптических показателей вод и отсутствием корреляции между показателями поглощения

света *CDOM* и *TChl-a* отмечена смена доминирующей компоненты. В отдельных районах в формировании светового поля в озере доминировал *CDOM*, его вклад в общее поглощение достигал $\sim 85\%$. В районах озера, где было отмечено большое содержание *TChl-a* (более $1,5 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), доминировал фитопланктон и его вклад в общее поглощение света в озере достигал $\sim 80\%$.

Биооптические исследования на Телецком озере показали высокое содержание фитопланктона, *NAP* и *CDOM*. Значения *TChl-a* в период исследований изменялись от 1,1 до $2,3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$. Установлены коэффициенты связи между $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и *TChl-a* на отдельных длинах волн (табл. 1). Показатели $a_{\text{NAP}}(438)$ и $a_{\text{CDOM}}(438)$ изменялись от 0,029 до 0,14 м^{-1} и от 0,46 до 0,76 м^{-1} . Средние значения показателей поглощения света *NAP* и *CDOM* на длине волны 490 нм приведены в табл. 2. Значения показателя $a_{\text{tot-w}}(438)$ варьировали от 0,56 до 0,97 м^{-1} , в среднем составляя $0,72 \pm 0,02 \text{ м}^{-1}$ (табл. 2). Для поглощения света *CDOM* и *CDM* установлены связи между спектральным наклоном (S_{CDOM} и S_{CDM}) и показателем поглощения света на длине волны 490 нм (табл. 3). В среднем в водах Телецкого озера соотношение $a_{\text{NAP}}(438)/a_{\text{p}}(438)$ составляло $0,54 \pm 0,10$, что значительно превышало значения этого соотношения, полученные в других исследованных акваториях (табл. 2).

На основе объединенного массива данных был проведен сравнительный анализ и систематизация районов исследований по всем измеренным биооптическим показателям вод: *TChl-a* и $a_{\text{tot-w}}(438)$ в слое l_{opt} (табл. 2). Получено, что значения *TChl-a* изменялись на несколько порядков ($0,066\text{--}24 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), значения показателя $a_{\text{tot-w}}(438)$ изменялись более чем на порядок ($0,021\text{--}0,97 \text{ м}^{-1}$). Средние значения *TChl-a* изменялись на порядок от $0,41 \pm 0,26 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ до $6,0 \pm 2,3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ в ряду Баренцево море – Северный Ледовитый океан – крымские прибрежные воды – Южный океан – Норвежское море – Телецкое озеро – озеро Байкал – Азовское море. Показатель $a_{\text{tot-w}}(438)$ в среднем изменялся тоже на порядок от $0,063 \pm 0,039 \text{ м}^{-1}$ до $0,90 \pm 0,21 \text{ м}^{-1}$ в ряду Северный Ледовитый океан – Южный океан – Баренцево море – Норвежское море – крымские прибрежные воды – озеро Байкал – Азовское море – Телецкое озеро (табл. 2). На основании средних значений *TChl-a* (табл. 2) можно сделать вывод, что наиболее трофным регионом из числа исследованных является Азовское море. Во всех регионах в поглощении света преобладала неживая оптически активная компонента среды *CDM* (равная *NAP* + *CDOM*). При этом в Телецком озере *CDM* доминировало в общем поглощении света в большей степени, чем это наблюдали в самых трофных водах – в Азовском море. В результате этого максимальные значения $a_{\text{tot-w}}(438)$ отмечены в Телецком озере. Фактически это связано с отличительной особенностью этого водоема, заключающейся в преобладании неживой взвеси в поглощении света всем взвешенным веществом ($a_{\text{NAP}}(438) > a_{\text{ph}}(438)$), что обусловлено влиянием обильного берегового стока на биооптические показатели озера. Эта особенность Телецкого озера отличает его от других исследованных акваторий, где фитопланктон доминирует в поглощении света взвешенным веществом.

Для всех исследованных акваторий установлено отсутствие сопряженности в изменчивости показателей $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$, а следовательно, и отсутствие сопряженности между *TChl-a* и $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$.

Обобщенные результаты, полученные в водах (глубоководный и прибрежный район Черного моря, Азовское море и Телецкое озеро) с различающимися более чем на порядок значениями показателя $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$, были использованы для получения количественных связей:

1) между Z_{eu} и $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$ в поверхностном слое водоема. В связи с тем, что Z_{eu} связана с показателем диффузного ослабления фотосинтетически активной радиации K_d ($K_d = 4,6 / Z_{\text{eu}}$) [35], можно K_d оценивать по $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$;

2) между λ_{max} около нижней границы зоны фотосинтеза и $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$ в поверхностном слое моря [44]:

$$\lambda_{\text{max}} = 579 \cdot a_{\text{tot-w}}(438)^{0,057}, \quad r^2 = 0,99;$$

$$Z_{\text{eu}} = 7,96 \cdot a_{\text{tot-w}}(438)^{-0,727}, \quad r^2 = 0,96.$$

Принимая во внимание, что $a_{\text{tot-w}}(\lambda)$ представляет сумму показателей $a_{\text{ph}}(\lambda) + a_{\text{CDM}}(\lambda)$, которые восстанавливаются с помощью регионального алгоритма *Chl-CDM*, установленные количественные связи позволяют увеличить число параметров (за счет добавления Z_{eu} , K_d и λ_{max}), восстанавливаемых на основе спутниковых данных, используя региональный алгоритм *Chl-CDM*.

Установленные регионально специфические коэффициенты параметризации поглощения света всеми оптически активными компонентами среды (табл. 1–3) позволяют модифицировать региональный трехканальный алгоритм *Chl-CDM* [11] и расширить географию применения этого алгоритма. Полученные региональные коэффициенты связи между *TChl-a* и $a_{\text{ph}}(\lambda)$ на длине волны 490 нм (табл. 1) позволяют корректно определять *TChl-a* на основе восстановленного значения $a_{\text{ph}}(490)$. Регионально установленные коэффициенты связи *TChl-a* и $a_{\text{ph}}(490)$ обусловлены так называемым эффектом упаковки, то есть влиянием упаковки пигментов в клетках на способность этих клеток поглощать свет. Следовательно, связь *TChl-a* и $a_{\text{ph}}(\lambda)$ учитывает (косвенно) адаптивные изменения фитопланктона на уровне клетки и сообщества в ответ на изменения факторов среды конкретной акватории. Установленные региональные связи между $a_{\text{CDM}}(490)$ и спектральным наклоном S_{CDM} (табл. 3) позволяют корректно восстанавливать $a_{\text{CDM}}(490)$. Регионально специфические коэффициенты этой связи позволят (косвенно) учитывать соотношение между *NAP* и *CDOM*, а также химическую структуру *CDOM* [36], которая определяет спектральный наклон $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ в конкретной акватории. Регионально специфические коэффициенты параметризации поглощения света оптически активными компонентами среды (табл. 1–3) позволяют адаптировать алгоритм *Chl-CDM* [11] к исследованным акваториям.

Выводы

Региональные связи между показателями $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и *TChl-a* позволят корректно определять *TChl-a* на основе значения $a_{\text{ph}}(\lambda)$, восстанавливаемого с помощью региональных алгоритмов (в том числе и трехканального алгоритма *Chl-CDM*), так как параметризация связи между показателями $a_{\text{ph}}(\lambda)$ и *TChl-a* учитывает (косвенно) влияние условий среды на состав и concentra-

цию пигментов в клетках фитопланктона, а также на размерно-видовую структуру фитопланктона. Установленные регионально специфические связи между $a_{\text{CDM}}(490)$ ($a_{\text{CDM}}(490) = a_{\text{NAP}}(490) + a_{\text{CDOM}}(490)$) и S_{CDM} используются при восстановлении параметра $a_{\text{CDM}}(490)$. Регионально специфические коэффициенты параметризации поглощения света *NAP* и *CDOM* позволяют учитывать соотношение между *NAP* и *CDOM*, а также химическую структуру *CDOM*, которая определяет спектральный наклон поглощения света *CDOM* в конкретном регионе.

На основе эмпирически установленных зависимостей были предложены дополнительные индикаторы качества водной среды (глубина зоны фотосинтеза и спектральные свойства света в море), которые можно оценивать с использованием спутниковых данных.

Развитие региональных алгоритмов на основе эмпирически установленных зависимостей открывает перспективу оперативного мониторинга состояния водных экосистем на основе набора индикаторов качества и продуктивности вод. Это позволит отслеживать распространение органического растворенного вещества и взвешенного вещества в прибрежных водах, подверженных бытовым и промышленным стокам. А также оценивать влияние стоков на прозрачность вод, что критично для функционирования первично продукционного звена экосистемы, а следовательно, и в целом для водной экосистемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate change impacts on marine ecosystems / S. C. Doney [et al.] // Annual Review of Marine Science. 2012. Vol. 4. P. 11–37. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-041911-111611>
2. Satellite Ocean Colour: current status and future perspective / S. Groom [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. 485. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00485>
3. An ocean-colour time series for use in climate studies: the experience of the Ocean-Colour Climate Change Initiative (OC-CCI) / S. Sathyendranath [et al.] // Sensors. 2019. Vol. 19, iss. 19. 4285. <https://doi.org/10.3390/s19194285>
4. Overview of the application of remote sensing in effective monitoring of water quality parameters / G. E. Adjovu [et al.] // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, iss. 7. 1938. <https://doi.org/10.3390/rs15071938>
5. The Oceanic Optics Book / Ed. C. D. Mobley. Dartmouth: International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG), 2022. 924 p. <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-1710>
6. Uncertainties in Ocean Colour Remote sensing / Ed. F. Mélin. Dartmouth : International Ocean Colour Coordinating Group, 2019. 170 p. (IOCCG Report Series ; no. 18).
7. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // Limnology and Oceanography. 1977. Vol. 22, iss. 4. P. 709–722. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>
8. Optical modeling of ocean waters: is the case 1 - case 2 classification still useful? / C. D. Mobley [et al.] // Oceanography. 2004. Vol. 17, no. 2. P. 60–68. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2004.48>
9. Mélin F., Vantrepotte V. How optically diverse is the coastal ocean? // Remote Sensing of Environment. 2015. Vol. 160. P. 235–251. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.023>
10. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas / O. V. Kopelevich [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2004. Vol. 51, iss. 10–11. P. 1063–1091. [http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0645\(04\)00101-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0645(04)00101-8)

11. *Suslin V., Churilova T.* A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-*a* and coloured detrital matter in the Black Sea, using 480–560 nm bands from ocean colour scanners // *International Journal of Remote Sensing*. 2016. Vol. 37, iss. 18. P. 4380–4400. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350>
12. Концентрация хлорофилла-*a* в Черном море: сравнение спутниковых алгоритмов / В. В. Суслин [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11, № 3. С. 64–72. EDN VALADQ. <https://doi.org/10.7868/S2073667318030085>
13. Dynamics in pigment concentration and light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter in the Black Sea coastal waters (near Sevastopol) / T. V. Efimova [et al.] // *Proceedings of SPIE. SPIE, 2024. Vol. 10833 : 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 108336C. <https://doi.org/10.1117/12.2504657>
14. Light absorption by optically active components in the Arctic Region (August 2020) and the possibility of application to satellite products for water quality assessment / T. Efimova [et al.] // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, iss. 17. 4346. <https://doi.org/10.3390/rs15174346>
15. Spectral bio-optical properties of Lake Teletskoye in summer / N. A. Moiseeva [et al.] // *Proceedings of SPIE. SPIE, 2023. Vol. 12780 : 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 1278049. <https://doi.org/10.1117/12.2690958>
16. Preliminary results of bio-optical investigations at Lake Baikal / T. Ya. Churilova [et al.] // *Limnology and Freshwater Biology*. 2018. № 1. P. 58–61. <http://dx.doi.org/10.31951/2658-3518-2018-A-1-58>
17. Parameterization of light absorption of phytoplankton, non-algal particles and coloured dissolved organic matter in the Atlantic Region of the Southern Ocean (Austral Summer of 2020) / T. Ya. Churilova [et al.] // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, iss. 3. 634. <http://dx.doi.org/10.3390/rs15030634>
18. Study of absorption characteristics of phytoplankton, particles and colored dissolved organic matter in Lake Baikal (July 2018 and September 2019) / T. Ya. Churilova [et al.] // *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. Iss. 2. P. 387–390. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-2-387>
19. Спектральные показатели поглощения света взвешенным веществом и растворенным органическим веществом в Азовском море / Т. Я. Чурилова [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15, № 3. С. 73–83. <https://doi.org/10.59887/fpg/ex1p-9vtp-phu8>
20. Оценки концентрации хлорофилла *a* и первичной продукции в Азовском море с использованием спутниковых данных / Г. Г. Матишов [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2010. Т. 432, № 4. С. 563–566. EDN MSQXQT.
21. Long-term variations of surface chlorophyll *a* and primary production in the open Black Sea / O. A. Yunev [et al.] // *Marine Ecology Progress Series*. 2002. Vol. 230. P. 11–28. <https://doi.org/10.3354/meps230011>
22. *Стельмах Л. В.* Интенсивность фотосинтеза двух размерных фракций фитопланктона в евтрофных водах Севастопольской бухты // *Гидробиологический журнал*. 1992. Т. 28, № 3. С. 14–20.
23. *Pitchford J. W., Brindley J.* Iron limitation, grazing pressure and oceanic high nutrient-low chlorophyll (HNLC) regions // *Journal of Plankton Research*. 1999. Vol. 21, iss. 3. P. 525–547. <https://doi.org/10.1093/plankt/21.3.525>
24. Modeling plankton ecosystem functioning and nitrogen fluxes in the oligotrophic waters of the Beaufort Sea, Arctic Ocean: a focus on light-driven processes / V. Le Fouest [et al.] // *Biogeosciences*. 2013. Vol. 10, iss. 7. P. 4785–4800. <https://doi.org/10.5194/bg-10-4785-2013>
25. Parameterization of vertical chlorophyll *a* in the Arctic Ocean: impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal, and annual primary production estimates / M. Ardyna [et al.] // *Biogeosciences*. 2013. Vol. 10, iss. 6. P. 4383–4404. <https://doi.org/10.5194/bg-10-4383-2013>

26. Экологическое состояние Телецкого озера при современных изменениях окружающей среды / Т. М. Кудерина [и др.] // Полевые исследования в Алтайском биосферном заповеднике. 2019. № 1. С. 86–91. EDN RQHDYG.
27. Jeffrey S. W., Humphrey G. F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls *a*, *b*, *c*₁ and *c*₂ in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochimie und Physiologie der Pflanzen*. 1975. Vol. 167, iss. 2. P. 191–194. [https://doi.org/10.1016/S0015-3796\(17\)30778-3](https://doi.org/10.1016/S0015-3796(17)30778-3)
28. Lorenzen C. J. Determination of chlorophyll and pheo-pigments: spectrophotometric equations // *Limnology and Oceanography*. 1967. Vol. 12, iss. 2. P. 343–346. <https://doi.org/10.4319/lo.1967.12.2.0343>
29. Inherent optical property measurements and protocols: absorption coefficient / Ed. A. R. Neeley, A. Mannino. Dartmouth, NS, Canada, 2018. 83 p. (IOCCG Protocol series ocean optics & biogeochemistry protocols for satellite ocean colour sensor validation ; vol. 1). <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-119>
30. Measurement protocol of absorption by chromophoric dissolved organic matter (CDOM) and other dissolved materials / A. Mannino [et al.]. Dartmouth, Canada : IOCCG, 2019. 77 p. (Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient). URL: https://ioccg.org/wp-content/uploads/2019/10/cdom_abs_protocol_public_draft-19oct-2019-sm.pdf (date of access: 30.07.2024).
31. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization / A. Bricaud [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. Vol. 100, iss. C7. P. 13321–13332. <https://doi.org/10.1029/95JC00463>
32. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe / M. Babin [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C7. 3211. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JC000882>
33. Phytoplankton pigments in oceanography: Guidelines to modern method / Ed. S. W. Jeffrey, R. F. C. Mantoura, S. W. Wright. Paris : UNESCO publishing, 1997, 661 p.
34. Чурилова Т. Я., Финенко З. З., Акимов А. И. Пигменты микроводорослей // *Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования*. Севастополь : ЭКОСИ-гидрофизика, 2008. Глава 11. С. 301–319.
35. Kirk J. T. O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 3rd ed. Cambridge : Cambridge University Press, 2011. 665 p.
36. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter / J. R. Helms [et al.] // *Limnology and Oceanography*. 2008. Vol. 53, iss. 3. P. 955–969. <https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.3.0955>
37. Nelson N. B., Siegel D. A. The Global Distribution and Dynamics of Chromophoric Dissolved Organic Matter // *Annual Review of Marine Science*. 2013. Vol. 5. P. 447–476. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100751>
38. Влияние взвешенного и растворенного органического вещества на спектральные характеристики облученности и эффективность поглощения света пигментами фитопланктона в прибрежных водах Черного моря / Т. Я. Чурилова [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 2. С. 43–50. EDN PASVZI. <http://dx.doi.org/10.7868/S2073667320020057>
39. Morel A., Bricaud A. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1981. Vol. 28, iss. 11. P. 1375–1393. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90039-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90039-X)
40. Phytoplankton carbon to chlorophyll *a* ratio: response to light, temperature and nutrient limitation / Z. Z. Finenko [et al.] // *Морской экологический журнал*. 2003. Т. 2, № 2. С. 40–64.
41. Pan-Arctic distributions of continental runoff in the Arctic Ocean / C. G. Fichtot [et al.] // *Scientific Reports*. 2013. Vol. 3. 1053. <https://doi.org/10.1038/srep01053>

42. Inventories and behavior of particulate organic carbon in the Laptev and East Siberian seas / L. Sánchez-García [et al.] // *Global Biogeochemical Cycles*. 2011. Vol. 25, iss. 2. GB2007. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GB003862>
43. The upper desalinated layer in the Kara Sea / A. G. Zatsepin [et al.] // *Oceanology*. 2010. Vol. 50, iss. 5. P. 657–667. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001437010050036>
44. Water transparency and spectral downwelling irradiance in the Black and Azov seas and in Lake Teletskoye / T. Ya Churilova [et al.] // *Proceedings of SPIE*. SPIE, 2023. Vol. 12780 : 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 1278047. <https://doi.org/10.1117/12.2690845>

Об авторах:

Чурилова Татьяна Яковлевна, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат биологических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0045-7284**, **Scopus Author ID: 6603622802**, **ResearcherID: O-8437-2016**, **SPIN-код: 2238-9533**, tanya.churilova@ibss-ras.ru

Ефимова Татьяна Владимировна, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (Россия, 299011, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-3908-4160**, **Scopus Author ID: 57194423783**, **WoS ResearcherID: X-1355-2019**, **SPIN-код: 1668-0742**, tefimova@ibss-ras.ru

Моисеева Наталия Александровна, научный сотрудник лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (Россия, 299011, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-1356-7981**, **Scopus Author ID: 57194431032**, **WoS ResearcherID: AАН-2819-2019**, **SPIN-код: 8946-3315**, moiseeva@ibss-ras.ru

Скороход Елена Юрьевна, научный сотрудник лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (Россия, 299011, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-3057-3964**, **Scopus Author ID: 57215009764**, **WoS ResearcherID: A-6831-2019**, **SPIN-код: 3314-5775**, elenaskorokhod@ibss-ras.ru

Калмыкова Дарья Владимировна, младший научный сотрудник лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (Россия, 299011, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **Scopus Author ID: 58688288100**, daria-k.kalmykova@ibss-ras.ru

Суторихин Игорь Анатольевич, главный научный сотрудник лаборатории гидрологии и геоинформатики, ИВЭП СО РАН (Россия, 656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, д. 1), доктор физико-математических наук, профессор, **ORCID ID: 0000-0002-7037-4812**, **SPIN-код: 2990-6901**, sia@iwep.ru

Кириллов Владимир Викторович, кандидат биологических наук, доцент, заведующий Лабораторией водной экологии, ИВЭП СО РАН (Россия, 656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, д. 1), **ORCID ID: 0000-0003-1080-737X**, **SPIN-код: 7749-7710**, vkirillov@iwep.ru

Научная статья

УДК 551.466

EDN: VPDVBZ

Исследование формы обрушений ветровых волн по видеозаписям морской поверхности

В. В. Малиновский ✉, А. Е. Кориненко

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ vladimir.malinovsky@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 22.04.2024; одобрена после рецензирования 02.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать статистику отношения ширины обрушивающегося гребня к его длине для активной фазы обрушений ветровых волн и оценить возможности аппроксимации геометрической формы обрушения эллипсом.

Методы и результаты. Экспериментальные данные, включающие видеосъемку морской поверхности и измерения скорости ветра, были получены со стационарной океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института (район пгт Кацивели, Южный берег Крыма) в период 2015–2019 гг. В результате обработки натурных данных сформированы массивы длин и площадей обрушивающихся гребней и синхронных измерений скорости ветра.

Выводы. Получены распределения случайных величин, пропорциональных отношениям малых осей к большим осям обрушений, и показано, что эти распределения совпадают для различных масштабов барашков, что указывает на подобие геометрической формы обрушений. Среднее значение отношения осей обрушений составило 0,41. Сделан вывод, что средняя геометрическая форма границ обрушений удовлетворительно описывается эллипсом с эксцентриситетом 0,91. Отношение скорости центра обрушения к скорости его переднего фронта составило 0,9.

Ключевые слова: обрушения ветровых волн, натурные исследования, распределение длин обрушений, автомодельность геометрической формы обрушений

Благодарности: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-20105, <https://rscf.ru/project/24-27-20105>, и Соглашения с Департаментом образования и науки г. Севастополя № 85 от 19.06.2024 г.

Для цитирования: Малиновский В. В., Кориненко А. Е. Исследование формы обрушений ветровых волн по видеозаписям морской поверхности // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 576–587. EDN VPDVBZ.

Investigation of the Wind Wave Breaking Shapes Using the Sea Surface Video Records

V. V. Malinovsky ✉, A. E. Korinenko

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

✉ vladimir.malinovsky@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The work is aimed at studying the statistics of width-to-length ratio of a breaking crest for an active phase of wind wave breakings, and at assessing the possibility of approximating the geometric shape of a breaking crest with an ellipse.

Methods and Results. The experimental data including the video records of sea surface and the wind speed measurements were obtained at the stationary oceanographic platform in the Black Sea hydro-physical subsatellite polygon (Katsiveli, the Southern Coast of Crimea) in 2015–2019. Processing the *in situ* data made it possible to form the arrays both of lengths and areas of the breaking crests, and the synchronous measurements of wind speed.

Conclusions. The distributions of random variables proportional to the minor-to-major axes ratios of breaking crests are obtained; it is shown that these distributions are coincident for the whitecaps of different scales. This fact testifies to the similarity of whitecap geometric shapes. The average value of the breaking crests' axis ratio obtained from all the data is 0.41. It is concluded that the average geometric shape of the breaking crest boundaries is satisfactorily described by an ellipse with the eccentricity 0.91. The ratio of the speed of a breaking crest's centroid to that of its anterior front is estimated to be 0.9.

Keywords: wind wave breakings, *in situ* studies, distribution of wave breaking lengths, self-similarity of wave breaking geometric shape

Acknowledgments: The study was carried out with financial support of the Russian Science Foundation grant No. 24-27-20105, <https://rscf.ru/project/24-27-20105>, and under the Agreement with the Department of Education and Science of Sevastopol No. 85 dated June 19, 2024.

For citation: Malinovsky, V.V. and Korinenko, A.E., 2024. Investigation of the Wind Wave Breaking Shapes Using the Sea Surface Video Records. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 527–538.

Введение

Результатам исследований статистических характеристик размеров обрушений ветровых волн посвящено достаточно много работ. Например, распределения длин гребней барашков, полученные в результате самолетных съемок [1] над Черным морем, аппроксимировались гамма-распределением. В [2] по результатам четырех экспериментов, выполненных на исследовательской платформе *FLIP* в 150 км западнее Калифорнии, получены распределения длин барашков и их скоростей при скоростях ветра 5–15 м/с. В работе [3] приводятся плотности вероятностей длин барашков L , хорошо описываемые степенной функцией $p(L) \sim L^{-2,3}$, и распределение направления движения обрушений, аппроксимируемое функцией $A \sim \cos^q$, где q меняется от 5 до 4 с ростом скорости ветра в диапазоне 10–16 м/с. Временная эволюция барашка исследована в [4], где показано, что длина и ширина обрушения растут с постоянными скоростями, пропорциональными скорости барашка с коэффициентами 0,56 и 0,19 соответственно. Связь длины обрушения с длиной обрушивающейся волны λ рассмотрена в [5], где получено среднее отношение $\langle L/\lambda \rangle = 0,1$.

В ряде исследований [1, 6, 7] пенная область морской поверхности аппроксимировалась эллипсами и в дальнейшем определялись размеры и скорости движения барашка. К сожалению, каких-либо обоснований такой аппроксимации обрушений эллипсом в перечисленных работах не приводится. В работе [8] пенные структуры идентифицировались по пороговому методу. Для определения площади и морфологии обрушения находились координаты внешней границы контура выделенной пены. В исследовании [8] проводится подробное сопоставление контурного метода и метода эллипса и показано, что оба метода дают близкие результаты при определении геометрических размеров и скоростей обрушений.

Тем не менее до настоящего времени вопрос о виде аппроксимации контура обрушения остается открытым. Наблюдаемые обрушения за время своего развития в активной фазе имеют различную конфигурацию – от близкой к эллиптической до «серпообразной», когда части гребня обрушивающейся волны (преимущественно короткой) движутся под различными углами относительно направления ее распространения (см. рис. 1 и 2 в [4]). Для определения функции, описывающей форму обрушения, требуются дополнительные исследования геометрических размеров барашка.

Отметим, что несмотря на большое число исследований статистики длин обрушивающихся гребней и их площадей недостаточно изученным остается вопрос об отношении ширины обрушения к его длине. Такое отношение в случае его постоянства будет означать автомодельность геометрической формы границ барашка.

Изучение геометрической формы обрушений может оказаться важным при анализе данных радиолокационных станций, установленных, например, на береговых сооружениях или морских судах. В этом случае измерения выполняются под малыми углами скольжения, при которых уровень принятого сигнала определяется небреговой компонентой рассеяния σ_{nb} , формируемой обрушениями ветровых волн (см. работу [9] и цитируемую в ней литературу). Таким образом, исследование формы барашков и связей между их линейными размерами позволит развивать модели небреговой компоненты радиолокационного рассеяния.

Целью данной работы является исследование отношения ширины обрушающегося гребня к его длине для активной фазы обрушения и оценка возможности аппроксимации геометрической формы барашка эллипсом.

Район проведения экспериментальных работ и используемое оборудование

В настоящей работе использовалась база архивных данных, полученных в осенние периоды 2015, 2018 и 2019 гг. при проведении натурных экспериментов на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института (район пгт Кацивели, Южный берег Крыма). Платформа установлена примерно в 480 м от берега, глубина моря ~ 30 м.

Процесс регистрации обрушений ветровых волн с помощью видеокамеры описан в [5]. Используемая видеокамера с объективом, обеспечивающим углы обзора по горизонтали 54° и по вертикали 32° , производила запись с частотой

съемки f_r 25 кадров в секунду и с разрешением 1920×1080 пикселей. Камера устанавливалась на палубе платформы на высоте 11,4 м над уровнем моря с направлением визирования $30-40^\circ$ к горизонту и $50-60^\circ$ – к направлению «на ветер». Геометрия наблюдения обеспечивала отсутствие солнечного блика в кадре.

Измерения скорости и направления ветра проводились комплексом *Davis 6152EU*, в состав которого входят измеритель скорости и направления ветра, датчик температуры воздуха и датчик температура воды, устанавливаемый 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 [10].

Натурные данные были получены при нейтральной стратификации атмосферы и скоростях ветра 5,3–20 м/с.

Методика обработки данных

Настоящая работа основана на анализе базы архивных видеозаписей морской поверхности. Предварительная обработка натурных данных выполнялась по алгоритму, предложенному в [11]. Методика последующего расчета различных характеристик обрушений ветровых волн подробно описана в [3, 5, 12, 13]. Перечислим основные стадии обработки, необходимые в настоящей работе.

Признаком наличия барашка в видеокадре являлось изменение формы распределения яркости $p(I')$ относительно фонового распределения $p(I)$, полученного в отсутствие пенных структур. Участок поверхности, на котором яркость превышала заданное пороговое значение, фиксировался как обрушение. Анализ временной эволюции геометрических характеристик пенной области барашка приводится в работах [4, 5, 13], где рассматривается алгоритм разделения процесса обрушения на активную фазу и растекшуюся пену.

На заключительном этапе обработки данных с учетом геометрии наблюдений каждый пиксель видеокадра привязывался к координатам на горизонтальной плоскости. За начало координат принималась точка пересечения оптической оси объектива с выбранной плоскостью.

Для каждого барашка определялись: длина L гребня, занимаемая площадь S , координаты геометрического центра (x_c, y_c) . Временная эволюция барашка, движущегося с вполне определенной скоростью, характеризуется ростом S и L . Максимальные значения его площади S_m и длины L_m достигаются в момент времени, равный τ , который считался временем жизни обрушения.

Для каждого обрушения по значениям $x_c(t)$, $y_c(t)$ рассчитывались компоненты вектора скорости C_c^x и C_c^y . Модуль скорости центроида определялся как

$$C_c = \sqrt{(C_c^x)^2 + (C_c^y)^2}. \text{ В настоящей работе за скорость обрушения } C_{wb} \text{ примем } C_c.$$

Всего при обработке видеозаписей были идентифицированы 451 724 обрушения, для каждого из которых значения S_m , L_m , C_{wb} и τ записывались в файл.

Оценка геометрической формы обрушений

Для рассмотрения формы обрушения введем переменную η , определяемую как отношение минимальной оси l_m барашка к длине L_m , т. е. $\eta = l_m/L_m$.

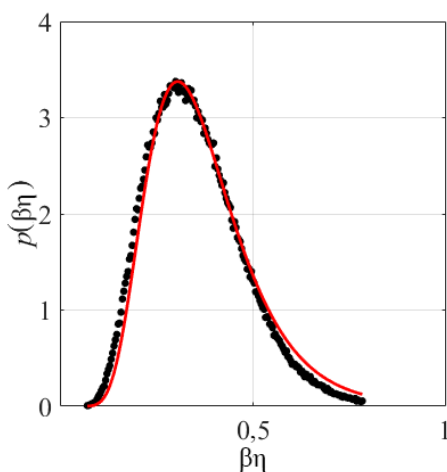
Ось l_m проходит через центроид обрушения перпендикулярно L_m . Переменная η дает общее представление о «вытянутости» барашка. Отметим, что для малых обрушений размер l_m составляет несколько пикселей, это будет приводить к ошибкам при определении l_m . Вследствие проблем с определением реальных длин малой оси барашка в данной работе значения l_m не определялись.

Предположим, что площадь обрушения пропорциональна произведению его осей: $S_m = \beta L_m l_m$, где β – коэффициент, зависящий от аппроксимирующей обрушение фигуры (напр., для прямоугольника $\beta = 1$, для эллипса или круга $\beta = \pi/4$). Разделив обе части указанного выражения на L_m^2 , найдем $S_m/L_m^2 = \beta\eta$. Переменные S_m и L_m являются случайными величинами, полученными в результате натурных измерений для каждого обрушения. Следовательно, нетрудно рассчитать статистические характеристики случайной величины S_m/L_m^2 , совпадающей с $\beta\eta$. Отметим, что случайная величина здесь – η , в то время как коэффициент β является некоторой константой, которая, в общем случае, может принимать различные значения для различных обрушений. В то же время как β , так и η на данном этапе рассматриваются как неизвестные переменные.

Рассмотрим плотность вероятности $p(\beta\eta)$. На рис. 1 черными точками показано ее распределение, полученное для всех измеренных значений S_m/L_m^2 . Плотность вероятности удовлетворительно описывается функцией, показанной на рис. 1 красной линией:

$$p(\beta\eta) = b \exp \left[-a \ln^2 \left(d \frac{\beta\eta}{\eta_0} \right) \right], \quad (1)$$

где $a = 0,69$, $b = 3,39$, $d = 0,87$, данные коэффициенты получены методом наименьших квадратов. Коэффициент $\eta_0 = 0,35$ определен как среднее от всех найденных значений S_m/L_m^2 . Отметим, что отклонение среднего значения $\langle \beta\eta \rangle = \int_0^m (\beta\eta) p(\beta\eta) d(\beta\eta)$, равного 0,365, не превышает 4% от η_0 (m – максимальное значение $\beta\eta$).



Р и с. 1. Плотность вероятности всех измеренных $\beta\eta$. Сплошная красная линия рассчитана по формуле (1)

Fig. 1. Probability density of all the measured values of $\beta\eta$. Solid red line is calculated by (1)

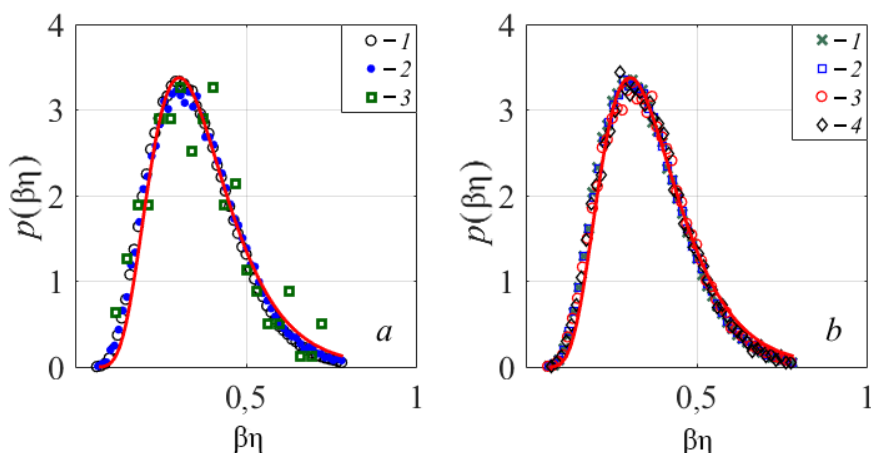
Отметим, что вид распределения (1) выбран не случайно, а связан с тем, что в двойном логарифмическом масштабе плотность вероятности близка к параболе

$$\ln[p(\beta\eta)] = B - a[\ln(\beta\eta) - \ln(\eta_0/d)]^2.$$

Поскольку коэффициент β , как было указано выше, для разных масштабов обрушений может принимать различные значения, оценим поведение $p(\beta\eta)$ при различных C_{wb} и τ .

Действительно, как показано в [5], распределение отношения L_m к длине обрушивающейся волны λ достаточно «узкое», а $\langle L_m \rangle = 0,1\lambda$. В предположении, что скорость барашка равна скорости обрушивающейся волны, получаем $\langle L_m \rangle \sim C_{wb}^2$. Таким образом, максимальная длина обрушения зависит от C_{wb} . Однако связь отношения S_m/L_m^2 с C_{wb} не очевидна.

Определим распределения $p(\beta\eta)$ при различных наблюдаемых скоростях барашков. Разобьем диапазон всех измеренных C_{wb} (1–8 м/с) на три интервала с шагом $\Delta C_{wb} = 2,5$ м/с. На рис. 2, *a* символами показаны распределения $p(\beta\eta)$ в выбранных интервалах скоростей обрушений (цифры в легенде). Все плотности вероятностей $p(\beta\eta)$ практически совпадают, и вся совокупность точек удовлетворительно описывается функцией (1), показанной красной линией.



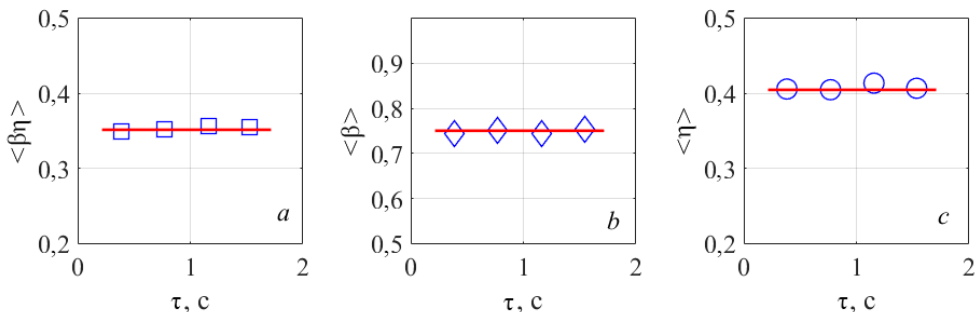
Р и с. 2. Плотности вероятностей измеренных переменных $\beta\eta$: *a* – в интервалах скоростей обрушений, м/с ($1 \leq C_{wb} \leq 3,5$; $3,5 \leq C_{wb} \leq 6$; $6 \leq C_{wb} \leq 8$); *b* – в интервалах времени жизни барашков, с ($0,16 \leq \tau \leq 0,56$; $0,56 \leq \tau \leq 0,96$; $0,96 \leq \tau \leq 1,36$; $1,36 \leq \tau \leq 1,76$)

F i g. 2. Probability densities of the measured variables of $\beta\eta$: *a* – in the intervals of wave breaking velocities, m/s ($1 \leq C_{wb} \leq 3.5$; $3.5 \leq C_{wb} \leq 6$; $6 \leq C_{wb} \leq 8$); *b* – in the intervals of whitecaps' lifetime, sec ($0.16 \leq \tau \leq 0.56$; $0.56 \leq \tau \leq 0.96$; $0.96 \leq \tau \leq 1.36$; $1.36 \leq \tau \leq 1.76$)

Интерес представляют распределения $p(\beta\eta)$, рассчитанные при различном времени жизни обрушения. Как показано в [4], значения максимальных длин барашков растут линейно во времени со скоростью $C_L = 0,56C_{wb}$ и достигают максимума при $t = \tau$. Таким образом, время жизни обрушения определяет значение L_m . Разобьем диапазон всех измеренных τ (0,16–1,8 с) на четыре интервала с шагом $\Delta\tau = 0,4$ с. На рис. 2, *b* символами показаны распределения $p(\beta\eta)$

в выбранных интервалах τ (цифры в легенде). Здесь, как и на рис. 2, a , все плотности вероятностей $p(\beta\eta)$ совпадают и хорошо описываются функцией (1), показанной красной линией.

Рассмотрим средние характеристики распределения $p(\beta\eta)$. На рис. 3, a квадратами показаны значения $\langle\beta\eta\rangle$ в рассмотренных интервалах, сплошная линия соответствует среднему значению η_0 , равному 0,35.



Р и с. 3. Зависимости от времени жизни обрушений средних характеристик распределения $p(\beta\eta)$: первого момента – a ; коэффициента β – b ; отношения осей барашка – c

F i g. 3. Dependencies of mean characteristics of probability distribution $p(\beta\eta)$ on wave breaking lifetime: the first moment – a ; coefficient β – b ; wave breaking axis ratio – c

Среднеквадратическое отклонение совокупности $\langle\beta\eta\rangle$ от η_0 составляет 0,003, что подтверждает совпадение распределений $p(\beta\eta)$ для различных масштабов обрушений.

Для оценки коэффициента β воспользуемся условием нормировки распределения (1):

$$\int_0^m p(\beta\eta) d(\beta\eta) = 1. \quad (2)$$

Будем полагать, что η теоретически изменяется в пределах $0 \leq \eta \leq 1$ и принимает значение, равное нулю при обрушении только переднего фронта без генерации пены за ним, и равное единице в случае, когда большая и малая оси барашка совпадают (напр., для круга). Поскольку в нашем предположении коэффициент β постоянный и может принимать различные значения для различных масштабов обрушений, выражение (2) запишем в следующем виде:

$$\beta \int_0^1 p(\beta\eta) d\eta = 1.$$

Тогда, интегрируя по η , получим

$$\frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a}} \frac{b\eta_0}{d} \exp\left(\frac{1}{4a}\right) \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{2a \ln\left(\frac{d}{\eta_0}\right) - 1}{2\sqrt{a}}\right)\right] = 1. \quad (3)$$

Используя полученную формулу, можно оценить коэффициент β . Задавая его начальное значение, равное β_0 , рассчитаем модуль разности левой части, которую обозначим как f , и правой части в указанной формуле. Далее методом итераций с учетом знака разности $f - 1$ определим приращение $\Delta\beta_j$

и $\beta_{j+1} = \beta_j + \Delta\beta_j$ до тех пор, пока значение $|f - 1|$ не установится до заданного $|f - 1| \leq \epsilon$. В наших расчетах задавалось $\epsilon = 10^{-5}$.

На рис. 3, *b* ромбиками показаны рассчитанные по формуле (3) оценки β для распределений в рассматриваемых интервалах τ . Значения β имеют небольшой разброс и группируются вокруг среднего $\langle\beta\rangle$, равного 0,75 (сплошная линия). Поведение $\langle\eta\rangle$ в различных интервалах $\beta\eta$ требует отдельного рассмотрения.

Принимая во внимание, что $\beta \approx \text{const}$, и используя найденное значение $\beta\langle\eta\rangle$, представленное на рис. 3, *a*, нетрудно определить среднее значение отношения осей обрушения. На рис. 3, *c* кружочками показаны $\langle\eta\rangle$ в вышеуказанных интервалах τ , сплошная линия соответствует выражению $\langle\eta\rangle = 0,41$; значения $\langle\eta\rangle$ группируются вокруг прямой линии $\langle\eta\rangle$ со среднеквадратическим отклонением 0,006.

Приведенные выше результаты показывают, что при анализе всей совокупности полученных данных среднее отношение осей обрушения одинаково независимо от его масштаба. В таком случае можно говорить об автомодельности геометрической формы обрушения.

До настоящего времени анализ основывался на массиве измеренных случайных значений S_m , L_m и их отношений $S_m/L_m^2 = \beta\eta$. Если вместо L_m и l_m использовать значения полуосей, выражение для площади обрушения запишется как

$$S_m = 4\beta(L_m/2)^2\eta. \quad (4)$$

С учетом полученных выше результатов 4β равно 3, что всего на 4,7% меньше значения π . Таким образом, формула (4) вполне удовлетворительно описывает площадь эллипса.

Обсуждение результатов

Представленные выше плотности вероятностей $p(\beta\eta)$, показанные на рис. 1 и 2, и значения η_0 нужно рассматривать как средние зависимости, полученные для характеристик всех обрушений за время их жизни.

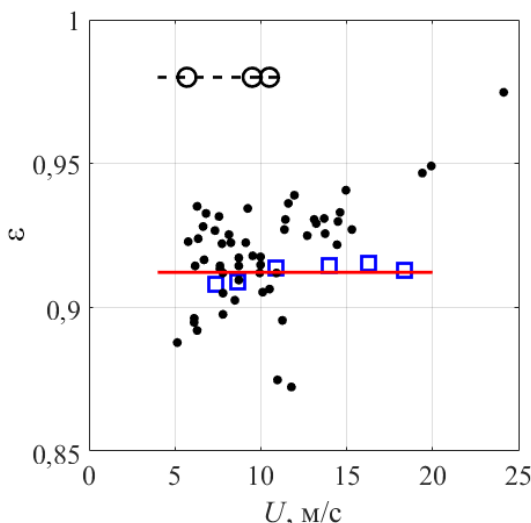
В настоящей работе при изучении статистических характеристик обрушений мы изначально не задавали конкретную геометрическую форму барашка. Единственным нашим предположением была пропорциональность площади обрушения произведению его большой и малой осей. Значение коэффициента такой пропорциональности позволяет оценить возможность аппроксимации барашка конкретной геометрической фигурой.

На наш взгляд, существенным является полученное в данной работе значение коэффициента пропорциональности $\beta \approx \pi/4$ в формуле (4). Тогда можно утверждать, что границы обрушения описываются эллипсом.

Интерес представляет сопоставление результатов, полученных в настоящей работе и ранее. В [4] рассматриваются скорости роста осей обрушений за время их жизни, при этом эти скорости практически постоянны: $C_l = 0,19C_{wb}$ для малой оси барашка, $C_L = 0,56C_{wb}$ – для большой оси. В указанной работе максимальные значения осей обрушения определены как $l_m = C_l\tau$ и $L_m = C_L\tau$, тогда отношение l_m/L_m равно 0,34, что на 20% отличается от полученного в настоящей работе $\langle\eta\rangle$, равного 0,41. Здесь следует отметить, что, согласно результатам настоящей работы и работы [4], отношение $\langle\eta\rangle$ не зависит от масштабов барашков.

Как показано выше, поскольку границы обрушений удовлетворительно описываются эллипсом, η можно определить формулой $\eta = \sqrt{1 - \varepsilon^2}$, где ε – средний эксцентриситет обрушений. В немногочисленных работах приводится зависимость ε от скорости ветра. Для сопоставления наших данных с результатами других авторов разобьем диапазон скоростей ветра на 6 интервалов с шагом $\Delta U = 2,5$ м/с и средними значениями скорости ветра в них $\langle U \rangle$.

На рис. 4 квадратиками показана ветровая зависимость рассчитанных нами ε , сплошной линией – среднее значение $\langle \varepsilon \rangle$, равное 0,91; светлые кружочки соответствуют данным работы [1], темные – данным работы [14].



Р и с. 4. Зависимость эксцентриситета от скорости ветра при аппроксимации обрушения эллипсом

F i g. 4. Dependence of eccentricity on wind speed when approximating a wave breaking with an ellipse

Полученная нами оценка эксцентриситета согласуется со средним значением $\langle \varepsilon \rangle$, равным 0,9 и рассчитанным для массива барашков, генерируемых при ветрах со скоростью 5–24 м/с [14]. Согласно результатам самолетных измерений обрушений [1], $\langle \varepsilon \rangle = 0,98 \pm 0,007$ при $U = 5,7\text{--}10,5$ м/с, что существенно больше полученных нами результатов. Возможной причиной повышенного значения эксцентриситета в [1] может быть неточность при определении малой оси обрушения, меняющейся в диапазоне 0,39–0,56 м (см. табл. 1 и рис. 3, а в [1]) при пространственном разрешении измерений 0,2 м.

В работах [1, 14] значение эксцентриситета определялось при аппроксимации обрушения эллипсом, тогда как в нашем случае оценка $\langle \varepsilon \rangle$ получена без начального определения формы барашка. Отметим, что, как и в указанных работах, значение $\langle \varepsilon \rangle$ не меняется при различных условиях наблюдений.

Полученные в настоящей работе результаты указывают на автомодельность геометрической формы обрушений. Данный вывод может оказаться полезным для развития моделей, описывающих небрегговскую компоненту радиолокационного сигнала. Действительно, в работе [15] σ_{nb} определяется долей морской поверхности Q , покрытой обрушениями. Если $L = \int \Lambda(\mathbf{k}) d\mathbf{k}$ –

полная длина обрушивающихся гребней на единице морской поверхности, то при условии автомодельной формы обрушений Q будет пропорциональна $k^{-1}\Lambda(\mathbf{k})d\mathbf{k}$. В работе [15] коэффициент пропорциональности определялся при сравнении модели σ_{nb} с данными радиолокационных измерений. Результаты настоящей работы в дальнейшем позволят оценить коэффициент пропорциональности, связывающий σ_{nb} с размерами обрушений ветровых волн.

При определении скоростей различных участков барашка важными являются приведенные выше значения η и эллиптическая форма обрушений. Интерес представляет отношение C_{wb} к фазовой скорости c обрушивающейся волны.

В ряде исследований [5, 12] принимается, что скорость центроида равна фазовой скорости обрушивающейся волны, $C_c = c$, в то время как в работе [2] $C_c = 0,9c$. В ходе лабораторных исследований измерялась скорость гребня барашка и найдено, что $C_c = (0,8-0,9)c$ [16].

В то же время в работе [17] автор под скоростью движения обрушения понимал скорость движения его фронта C_f . Если полагать, что под фронтом понимается передняя в направлении движения граница обрушения, то ее скорость и скорость центроида будут отличаться, поскольку координаты (x_c, y_c) определяются во всей области пенной структуры.

С ростом площади барашка увеличивается и длина его малой оси в направлении движения и, следовательно, скорость переднего фронта C_f должна превышать C_c .

Оценим отношение C_c обрушения к скорости C_f его фронта. Под C_f здесь понимается скорость движения точки пересечения малой оси эллипса с передним фронтом обрушения. Выберем систему координат, в которой ось x совпадает с направлением движения обрушения. В момент времени t координата x_f определяется как $x_f(t) = x_c(t) + l(t)/2$, а расстояние, пройденное фронтом барашка за время Δt , составит

$$x_f(t + \Delta t) - x_f(t) = x_c(t + \Delta t) - x_c(t) + [l(t + \Delta t) - l(t)]/2. \quad (5)$$

Разделив левую и правую части данного уравнения на Δt , получим выражение, включающее C_c и C_f :

$$C_f = C_c + 0,5C_l, \quad (6)$$

где C_l – скорость увеличения l в интервале $(t, t + \Delta t)$. Учитывая определение η , можно записать, что $C_l = \eta C_L$. Тогда, используя выражение $C_L = 0,56C_c$ из [4] и разделив левую и правую части уравнения (6) на C_c , получим

$$C_c = C_f/[1 + 0,28\eta]. \quad (7)$$

Таким образом, если принять, что фазовая скорость обрушивающейся волны совпадает с C_f [17], то, как следует из формулы (7), скорость центроида барашка меньше скорости его переднего фронта. При использовании полученного выше значения $(\eta) = 0,41$ отношение скоростей составляет $C_c/C_f \cong 0,9$. Это может оказаться существенным, например, при расчете диссипации волновой энергии $E_D \sim \int_0^\infty c^5 \Lambda dc$, связанной с обрушениями. Если для скорости переднего фронта обрушения энергию диссипации запишем как $E_D^f \sim \int_0^\infty C_f^5 \Lambda dC_f$, а для скорости центроида – как $E_D^c \sim \int_0^\infty C_c^5 \Lambda dC_c$, тогда $E_D^f = 1,88E_D^c$.

Заключение

В настоящей работе рассмотрены статистические характеристики отношения малой и большой осей обрушений ветровых волн. Анализ выполнялся с использованием массива экспериментальных данных, включающего 451724 идентифицированных обрушения, которые получены при обработке видеозаписей морской поверхности. Исследования выполнялись при скоростях ветра 5,3–20 м/с. Для каждого индивидуального барашка определялись его время жизни, скорость движения центра, а также максимальная площадь и максимальная длина вдоль гребня обрушивающейся волны.

В общем случае обрушения имеют сложную геометрическую форму. Первоначально нами не делалось предположений о геометрической форме границ обрушения, например в виде эллипса. Единственная гипотеза заключалась в том, что площадь барашка пропорциональна произведению $\beta\eta$, где β – некоторый коэффициент, η – случайная величина, представляющая собой отношение осей обрушения (минимальной к максимальной).

Показано, что плотности вероятностей случайной величины $\beta\eta$ практически совпадают во всех наблюдаемых интервалах τ и скоростей обрушений. Таким образом, распределение $\beta\eta$ имеет универсальный характер для обрушений различных масштабов и $\langle\beta\eta\rangle = 0,35$, где β и η являются неизвестными.

С использованием условия нормировки распределения $p(\beta\eta)$ с помощью итерационного метода были определены искомые параметры β и $\langle\eta\rangle$, равные 0,75 и 0,41 соответственно. Практически постоянное значение $\langle\eta\rangle$, полученное для различных размеров барашков, дает основание говорить об автомодельности геометрической формы обрушений.

Полученные результаты показывают, что значение 4β с точностью $\sim 4\%$ совпадает с π и, следовательно, геометрическая форма обрушения вполне удовлетворительно описывается эллипсом. Получено, что среднее значение эксцентриситета равно 0,91 и не меняется при различных условиях наблюдений.

В работе приведена оценка скорости переднего фронта барашка. Показано, что она на 10% превышает скорость центра обрушения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. 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. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3762.1>
3. Кориненко А. Е., Малиновский В. В., Кудрявцев В. Н. Экспериментальные исследования статистических характеристик обрушений ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 6. С. 534–547. EDN YPUYXR. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-534-547>
4. 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.

5. 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. EDN RNDETW. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-5-514-531>
6. Шарков Е. А. Обрушающиеся морские волны: структура, геометрия, электродинамика. Москва : Научный мир, 2009. 304 с. EDN QKILDL.
7. 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. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0187.1>
8. 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. <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO744.1>
9. Малиновский В. В., Кориненко А. Е., Кудрявцев В. Н. Эмпирическая модель радиолокационного рассеяния в диапазоне длин волн 3 см на морской поверхности при больших углах падения // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2018. Т. 61, № 2. С. 110–121. EDN XSAOHB.
10. 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)
11. 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. <https://doi.org/10.1088/0957-0233/19/1/015405>
12. Modulation of Wind-Wave Breaking by Long Surface Waves / V. A. Dulov [et al.] // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 14. 2825. <https://doi.org/10.3390/rs13142825>
13. Field Observations of Breaking of Dominant Surface Waves / P. D. Pivaev [et al.] // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 16. 3321. <https://doi.org/10.3390/rs13163321>
14. Миронов А. С., Дулов В. А. Статистические характеристики событий и диссипация энергии при обрушении ветровых волн // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2008. № 16. С. 97–115. EDN WIBTXJ.
15. 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. <https://doi.org/10.1029/2001JC001003>
16. Banner M. L., Peirson W. L. Wave breaking onset and strength for two-dimensional deep-water wave groups // Journal of Fluid Mechanics. 2007. Vol. 585. P. 93–115. <https://doi.org/10.1017/S0022112007006568>
17. 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. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002221>

Об авторах:

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

Кориненко Александр Евгеньевич, старший 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

Перспективный генератор электрической энергии для автономных морских станций

Д. Г. Грязин^{1, 2} ✉, К. А. Глеб³

¹ АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», Санкт-Петербург, Россия

² ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский университет ИТМО», Санкт-Петербург, Россия

³ ПАО «Газпром», Санкт-Петербург, Россия

✉ volnagdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.02.2024; одобрена после рецензирования 11.04.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Обоснована конструкция плавучих морских станций с волновым генератором энергии, обладающая большей эффективностью по сравнению с известными конструкциями за счет использования бортовой качки и резонансного режима работы.

Методы и результаты. Изложен резонансный метод преобразования энергии волн в электрическую и описана конструкция автономной станции на основе резонансного преобразования бортовой качки корпуса станции в электрическую энергию. Метод предполагает подстройку частоты собственных угловых колебаний корпуса плавучей станции к преобладающей частоте набегающих волн. В статье теоретически доказано, что преобразование энергии бортовой качки эффективнее, чем преобразование энергии вертикальных колебаний. Это связано с тем, что величина демпфирования при вертикальных колебаниях тела судовой или цилиндрической формы в воде больше величины демпфирования при угловых колебаниях такого тела. Кроме того, показано, что метод преобразования эффективен для применения при разработке измерительных систем и накопительных устройств. Для реализации резонансного метода преобразования энергии волн предложена конструкция плавучей станции. Показано, что подстройка частоты собственных бортовых колебаний корпуса станции к преобладающей частоте набегающих волн может производиться с помощью дополнительных наполняемых цистерн. Описан алгоритм настройки бортовых колебаний корпуса в резонанс с преобладающей частотой волн. Предложена кинематическая схема механического преобразователя энергии качки в электрическую энергию.

Выводы. Результаты теоретических исследований подтверждены экспериментальным исследованием модели устройства в волновом опытовом бассейне, которое показало, что гидродинамическая эффективность предложенного волнового преобразователя возрастает при уменьшении высот волн.

Ключевые слова: энергия, волны, преобразование, механическая, электрическая энергия, плавучие станции, бортовая качка

Благодарности: авторы выражают благодарность сотруднику ФГУП «Крыловский государственный научный центр» к. т. н. С. Г. Живице за оказанную помощь при выполнении исследований и формировании материалов статьи.

Для цитирования: Грязин Д. Г., Глеб К. А. Перспективный генератор электрической энергии для автономных морских станций // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 588–610. EDN QKYNRW.

© Грязин Д. Г., Глеб К. А., 2024

An Advanced Electric Power Generator for Offshore Autonomous Stations

D. G. Gryazin^{1, 2, ✉}, K. A. Gleb³

¹ “Concern “SCRI “Elektropribor”, JSC, Saint Petersburg, Russia

² FSAEI HE “National Research University ITMO”, Saint Petersburg, Russia

³ PJSC «Gazprom», Saint Petersburg, Russia

✉ volnagdg@yandex.ru

Abstract

Purpose. The research is purposed at substantiation of the design of floating marine stations with a wave energy generator. The proposed construction is of higher efficiency as compared to the known designs due to the application of roll and resonant operating mode.

Methods and Results. The resonant method of converting wave energy into electrical energy, as well as the design of an autonomous station based on the resonant conversion of the station's body roll into the electrical energy are described. The method implies adjusting the frequency of natural angular oscillations of the floating station's body to the significant wave frequency. It has been theoretically proved that the conversion of roll energy is more effective than the conversion of vertical oscillations. This is due to the fact that the amount of damping during vertical vibrations of a cylindrical body in water exceeds the amount of damping during angular oscillations of such a body. Besides, the proposed method is shown to be effective for applications in the development of measurement systems and storage devices. The design of a floating station is proposed for implementing the resonant method for converting wave energy. It is shown that adjusting the frequency of natural onboard oscillations of the station body to the significant wave frequency can be done using the additional filled tanks. The algorithm for adjusting the body roll oscillations to the resonance with significant wave frequency is described. The kinematic scheme for a mechanical converter of rolling energy into electrical one is proposed.

Conclusions. The results of theoretical studies were validated experimentally using the device test model in a wave experimental basin. They show that the hydrodynamic efficiency of the proposed wave converter increases as the wave heights decrease.

Keywords: energy, waves, conversion, mechanical, electrical energy, floating stations, roll oscillations

Acknowledgements: The authors are grateful to Sergei G. Zhivitsa, PhD, a specialist of Krylov State Research Center, for his valuable assistance in conducting the studies and preparing the materials for the paper.

For citation: Gryazin, D.G. and Gleb, K.A., 2024. An Advanced Electric Power Generator for Offshore Autonomous Stations. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 539-561.

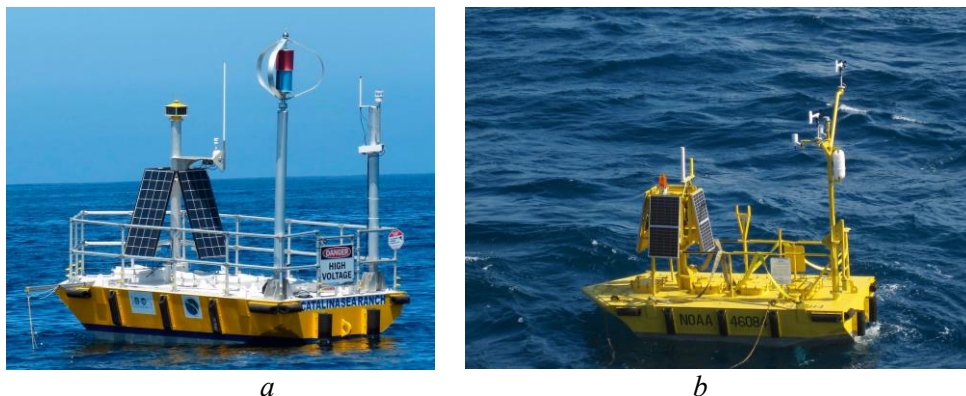
Введение

Динамичное развитие морской техники привело на современном этапе к появлению класса морских автономных станций, используемых для сбора гидрофизической информации на шельфе морей и Мирового океана в интересах оперативной океанологии, а также для зарядки аккумуляторных батарей автономных необитаемых подводных аппаратов (АНПА). Эти станции представляют собой плавучие конструкции судовой формы длиной до 10 м, водоизмещением до 50 т, оснащенные гидрофизической^{1, 2} [1, p. 151–152] или

¹ Coast Guard, NOAA return weather buoy to service in Southeast Alaska // Defense Visual Information Distribution service : [site]. 2013. URL: <https://www.dvidshub.net/image/1000279/coast-guard-noaa-return-weather-buoy-service-southeast-alaska> (date of access: 21.04.2024).

² Ocean Sentinel NOMAD™ MetOcean Buoy // AXYS Technologies Inc. : [site]. 2024. URL: <https://axys.com/ocean-sentinel-nomad-metoccean-buoy> (date of access: 21.04.2024).

иной аппаратурой для решения целевых задач, а также источниками питания, объем которых определяет автономность их работы. Разрабатываются и производятся такие станции в основном в США, где эти работы, как и другие оборонные проекты, финансирует агентство *DARPA* и Министерство энергетики. Для подзарядки аккумуляторных батарей с целью увеличения автономности работы аппаратуры станции оснащаются источниками возобновляемой энергии, – как правило, солнечными батареями и ветрогенераторами (рис. 1).



Р и с. 1. Морские плавучие станции для решения задач оперативной океанологии компании *Catalina Sea Ranch* (a); береговой охраны США (b)

Fig. 1. Offshore floating stations for real-time ocean monitoring owned by the *Catalina Sea Ranch* company (a) and the US Coast Guard (b)

Отметим, что в последние годы активно развиваются АНПА, используемые для решения оборонных задач, картографирования дна, подводных наблюдений³ [2], геологоразведки⁴. Они обеспечивают распределенные наблюдения за гидрологическими параметрами среды на акватории⁵. Подзарядка батарей АНПА обеспечивается специализированными морскими автономными станциями. Значительных успехов в разработке таких систем достигла английская *ASV Global*, использовавшая результаты своих исследований [3] для создания нескольких надводных аппаратов и систем обеспечения их работы. По этому же пути идут и отечественные разработчики⁶, однако не менее эффективным является использование энергии волн в качестве источника возобновляемой энергии. В связи с тем, что в процессе генерирования энергии участвует непосредственно корпус плавучей станции, она становится волновым плавающим генератором (ВПГ), который часто называют волновым

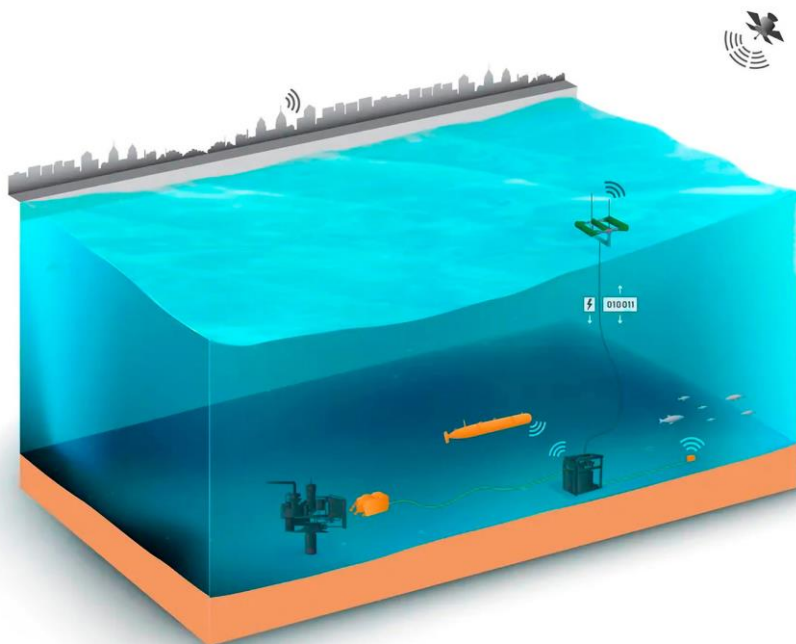
³ Морской беспилотник для гидрографических исследований // NauticExpo.ru : [site]. 2024. URL: <https://www.nauticexpo.ru/proizvoditel-sudno/morskoj-bespilotnik-gidrograficeskih-issledovanij-42947.html> (date of access: 21.04.2024).

⁴ Применение подводных глайдеров для геологоразведки // Korabel.ru : [сайт]. 2018. URL: https://www.korabel.ru/news/comments/primenenie_podvodnyh_glayderov_dlya_geologorazvedki.html (дата обращения: 31.01.2024).

⁵ Бойко А. Каталог подводных роботов // Robotrends.ru : [сайт]. 2021. URL: <http://robotrends.ru/robopedia/katalog-podvodnyh-robotov> (дата обращения: 21.04.2024).

⁶ Бойко А. Каталог надводных роботов на солнечных батареях // Robotrends.ru : [сайт]. 2022. URL: <http://robotrends.ru/robopedia/katalog-nadvodnyh-robotov-na-solnechnyh-batareyah> (дата обращения: 31.01.2024).

абсорбером. Такой генератор реализован в системе *SeaRAY*, разработанной *Columbia Power Technologies*⁷ (рис. 2, 3).



Р и с. 2. Станция подзарядки аккумуляторных батарей АНПА, *SeaRAY*, компании *Columbia Power Technologies*

Fig. 2. AUV battery recharge station *SeaRAY* desined by the *Columbia Power Technologies* company



Р и с. 3. Волновой абсорбер системы *SeaRAY*

Fig. 3. Wave absorber within the *SeaRAY* system

⁷ *Garanovic A.* SeaRAY autonomous offshore power system set for sea trials. 2020. URL: <https://www.offshore-energy.biz/searay-autonomous-offshore-power-system-set-for-sea-trials> (date of access: 21.04.2024).

Сбор энергии волн в открытом море значительно сложнее, чем в прибрежной зоне. Это связано с необходимостью обеспечения высокой надежности работы ВПГ в широком диапазоне возмущающих воздействий без дополнительных регламентных работ и требует использования проверенных технических решений. Их конструкции должны быть простыми и ремонтпригодными. Хорошо известны конструкции буя с ВПГ, использующие вертикальные колебания буя компании *Ocean Power Technologies*⁸, однако эффективность сбора волновой энергии таких преобразователей существенно зависит от амплитудно-частотной характеристики их вертикальной качки.

Отметим, что на коэффициент динамичности амплитудно-частотной характеристики качки плавающих объектов в значительной степени влияют силы демпфирования. В связи с тем, что значения этих сил при бортовых колебаниях меньше, чем при вертикальных, целесообразно использовать для сбора волновой энергии именно бортовую качку морских станций. Указанная особенность связана с тем, что при вертикальной качке плавающего объекта силы демпфирования главным образом определяются интенсивностью расходящихся от качающегося объекта волн и пропорциональны площади его ватерлинии. Остальные составляющие, такие как вихревое демпфирование и демпфирование трения обшивки, определяемые формой и шероховатостью подводной части, как правило, существенно меньше. При бортовых колебаниях объекта с судовыми обводами в отсутствие развитых выступающих частей уровень демпфирования в первую очередь определяется вихревой составляющей, а волновое демпфирование и демпфирование трения играют вспомогательную роль. Повышение энергоэффективности ВПГ, очевидно, является актуальной задачей. Представляется, что для обеспечения максимального КПД станция с ВПГ должна работать в режиме управляемого резонанса, т. е. подстраивать частоту собственных колебаний к частоте морского волнения.

Цель предлагаемых исследований – обосновать для использования в открытом море конструкцию станции с ВПГ, обладающую большей эффективностью по сравнению с известными конструкциями благодаря использованию бортовой качки и резонансному режиму работы.

Резонансный метод преобразования энергии волн плавучими станциями

Преобразование энергии волн в электрическую энергию, необходимую для восполнения заряда аккумуляторных батарей плавучих станций, может выполняться путем преобразования энергии качки станции с ВПГ в электрическую энергию с помощью генераторов, использующих форму поплавковой части. Колебание поплавка на волне для преобразования энергии используют такие ВПГ, как *SEAREV*⁷ [4, 5] и *PeWEC* [6]. Например, *Searay* конструктивно состоит из блока, включающего нескольких цилиндрических поплавков, установленных параллельно друг к другу и имеющих отдельные оси разворота относительно силовой рамы (рис. 3). Внутри каждого цилиндрического поплавка установлено маятниковое тело. Разворот маятника при угловом от-

⁸ Ocean Power Technologies : Company presentation. 2011. 36 p. URL: <https://oceanpowertechnologies.gcs-web.com/static-files/212d7a27-1fee-40cc-92e2-ca600045c8a0> (date of access: 03.08.2024).

клонении каждого поплавка вырабатывает механическую энергию при совершении цилиндрическим телом угловых колебаний под воздействием волн. Наибольшая эффективность работы подобных преобразователей достигается в случае их работы в режиме управляемого резонанса, для чего необходимо обеспечить управление системой преобразования механической энергии в электрическую [7]. Исследование работы бортовых резонансных преобразователей энергии качки буя в электрическую энергию привело к регистрации патентов^{9, 10}.

Сложность создания станции с ВПГ, использующей управляемый резонанс, связана с тем, что частота спектрального максимума ординат волнения существенно зависит от интенсивности волнения. Более того, в зависимости от времени действия ветра волнение может быть развивающимся, развитым или затухающим. Для развивающегося волнения характерны более короткие волны, т. е. имеющие меньший период, а для затухающего – более длинные волны, имеющие больший период. Кроме того, волнение малой интенсивности может иметь и двухмодальный спектр. Эти особенности требуют перестройки характеристик станции с ВПГ для работы в резонансном режиме на волнении, имеющем разные средние периоды.

Одним из примеров подобной системы является система *Aqua Harmonics* [8], состоящая из заякоренного плавающего буя, генератор энергии которого установлен в якорю. Ротор электрической машины через якорный трос связан с буюм и имеет пружинный механизм. Буй совершает орбитальные колебания, находясь на переднем и заднем склоне волн, при этом трос имеет слабину, достаточную для удаления буя от якоря. Горизонтальные составляющие этих колебаний используются для выработки энергии. Причем при приближении буя к якорю слабина троса компенсируется его намоткой на шкив с помощью пружинного механизма, а при отклонении буя в обратную сторону шкив раскручивает ротор электрической машины. Управление собственной частотой системы генератор – трос – буй производится путем демпфирования разнонаправленного вращения ротора. Указанная система может работать только на мелководье и не предназначена для размещения океанографической измерительной аппаратуры. Известны и другие конструкции буюв с ВПГ, работающих в режиме управляемого резонанса и собирающих энергию вертикальных колебаний буя¹¹.

Энергию фронта волны для ее преобразования в энергию качки следует максимально использовать путем совмещения периода собственных бортовых колебаний станции с преобладающим периодом волн. Это связано с тем, что силы демпфирования, определяемые коэффициентами сопротивления, при угловых колебаниях плавающих тел значительно меньше сил демпфиро-

⁹ Установка для восполнения энергии морских буюв : пат. 2577924 Рос. Федерация : МПК F03B 13/16 / Грязин Д. Г., Величко О. О. ; заявитель и патентообладатель Акционерное общество «Концерн «Центральный научно-исследовательский институт «Электроприбор». № 2015101953/06 ; заявл. 22.01.2015 ; опубл. 20.03.2016, бюл. № 8. 7 с.

¹⁰ Установка для восполнения энергии аккумуляторов малых морских автономных аппаратов и буюв : пат. 2658713 Рос. Федерация : МПК F03B 13/20 / Грязин Д. Г., Епифанов О. К. ; заявитель и патентообладатель Акционерное № 2017127435 ; заявл. 31.07.2017 ; опубл. 22.06.2018, бюл. № 18. 11 с.

¹¹ Коробков В. А. Преобразование энергии океана. Ленинград : Судостроение, 1986. 280 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 4 2024 593

вания (коэффициентов сопротивления) при их вертикальных колебаниях. Коэффициенты сопротивления не постоянны. Они являются функциями от скорости и имеют нелинейную зависимость, определяются экспериментально для массогабаритных характеристик плавающих тел. Например, коэффициент сопротивления при его линейной аппроксимации для вертикальных колебаний плавающего тела можно найти из выражения ¹²

$$W_{\text{верт}} = \frac{4}{3\pi} \rho C_K S r \omega_B, \quad (1)$$

где ρ – плотность воды; C_K – квадратичный коэффициент сопротивления, определяемый экспериментально; r – амплитуда волны; S – площадь ватерлинии; ω_B – частота ее вертикальных колебаний. Выражение удобно для практического определения коэффициента (функции) сопротивления, который зависит, как видно, от переменных $r\omega$, т. е. от скорости.

Коэффициент сопротивления при угловых колебаниях плавающего тела может быть получен по методике, предложенной в работе ¹³, из выражения

$$W_{\text{угл}} = 0,85 \omega_C r_y K_W, \quad (2)$$

где ω_C – частота собственных угловых колебаний плавающего тела; r_y – амплитуда угловых колебаний; $K_W = C_W (J_B - J_{\text{пр}})$, C_W – квадратичный коэффициент сопротивления, зависящий от скорости, J_B – момент инерции тела в воздухе, $J_{\text{пр}}$ – присоединенный момент инерции.

Анализ выражений (1) и (2) показывает, что коэффициент сопротивления при вертикальных колебаниях плавающего тела зависит от площади ватерлинии плавающего тела, а при угловых колебаниях – лишь от его момента инерции и присоединенного момента инерции. Таким образом, сопротивление при бортовых колебаниях меньше, чем при вертикальных. Наиболее ярко это проявляется на плавающих объектах шарообразной или цилиндрической формы, которые имеют наименьшее сопротивление бортовой качке.

Для настройки режима бортовой качки станции с ВПГ на резонансный режим, при котором амплитуды ее бортовых колебаний будут максимальны, собственная частота бортовой качки должна соответствовать частоте максимума спектральной плотности набегающих волн. При этом изменение собственной частоты бортовых колебаний станции с ВПГ ω_R достигается путем соответствующего изменения поперечной метацентрической высоты h , т. е. запаса ее остойчивости в соответствии с известной формулой ¹⁴

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{Dh}}, \quad (3)$$

¹² Берто Г. О. Океанографические буй. Ленинград : Судостроение, 1979. 215 с.

¹³ Благовещенский С. Н., Холодильник А. Н. Справочник по статике и динамике корабля : в двух томах. Т. 2 : Динамика (качка) корабля. Ленинград : Судостроение, 1976. 176 с.

¹⁴ Ногид Л. М. Проектирование морских судов. Ч. 2 : Остойчивость судна и его поведение на взволнованном море. Ленинград : Судостроение, 1967. С. 72.

где T – период собственных колебаний станции при угловой качке; I – момент инерции массы станции (относительно продольной оси, проходящей через центр тяжести), вычисленный с учетом присоединенного момента инерции; D – водоизмещение станции; h – поперечная метацентрическая высота, т. е. возвышение поперечного метacentра над центром тяжести.

Известно, что в отсутствие развитых кормовых или носовых надстроек судно в свободном дрейфе разворачивается в положение, близкое к положению бортом к волне, и испытывает главным образом вертикальную и бортовую качку. Это позволяет использовать преобразование бортовой качки, применительно к которой наиболее эффективной будет цилиндрическая форма корпуса ВПГ, что позволит практически исключить волновую и вихревую компоненту демпфирования, обеспечивая минимальное сопротивление бортовой качке и добиваясь таким образом при резонансе значительных амплитуд, многократно превышающих амплитуду угла волнового склона. Как следствие, используя энергию бортовой качки, даже при незначительном водоизмещении станции с ВПГ можно ожидать существенного повышения эффективности сбора волновой энергии. При практической реализации, конечно, следует предпринять соответствующие проектные меры, направленные на предотвращение заливания палубы и опрокидывания ВПГ при резонансной качке на штормовом волнении.

Для преобразования энергии качки в электрическую целесообразно использовать накопители механической энергии, которые обеспечили бы вращение ротора генератора электрической машины с одинаковой угловой скоростью аналогично решению, представленному в патенте ¹⁵. При этом вращение ротора электрической машины должно быть односторонним, а не знакопеременным, при котором выделяется значительная реактивная мощность [9]. Именно эту последовательность технических решений и следует реализовывать в конструкции станции с ВПГ.

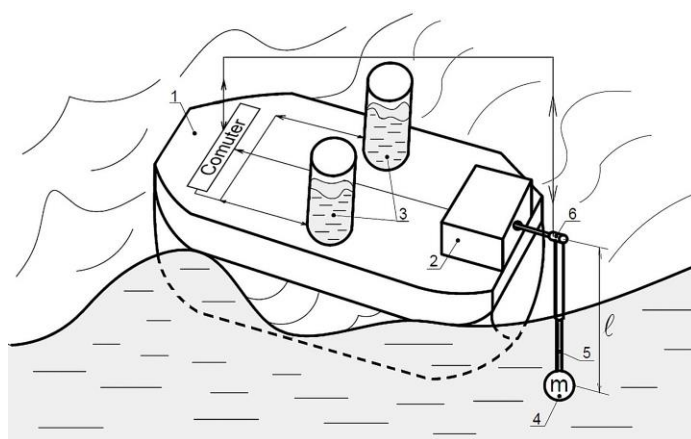
Отметим, что максимальное использование энергии качки достигается совмещением периода собственных колебаний чувствительной подвижной массы генератора с периодом качки ВПГ (рис. 4). В этом случае при достижении резонанса маятник будет отклоняться от вертикали в противоположную сторону, т. е. со сдвигом фазы на 90° , относительно бортовых колебаний. К преимуществу предложенного способа следует отнести и то, что такой генератор будет собирать энергию волн в широком диапазоне их периодов.

Конструкция перспективной плавучей станции

Станция с ВПГ (рис. 4) состоит из корпуса 1 с положительной плавучестью, механизма преобразования энергии 2 , балластных цистерн 3 , маятника с чувствительной массой 4 и вычислителя. Корпус станции должен иметь форму, приближенную к цилиндрической, в связи с тем, что эта форма имеет наименьшее сопротивление при бортовой качке. Маятник может изменять длину подвеса за счет изменения длины l телескопической штанги 5 с помощью привода телескопической штанги 6 . Балластные цистерны 3 должны

¹⁵ Поплавковая волновая электростанция : пат. 2037642 Рос. Федерация : МПК F 03 B 13/16 / Темеев А. А. ; заявитель и патентообладатель Темеев А. А. № 93043446/29 ; заявл. 31.08.1993 ; опублик. 19.06.1995. 12 с.

быть оснащены уровнемерами, а подача воды и ее слив из цистерн должны производиться с помощью насоса и сливных клапанов, которые на рис. 4 не показаны.

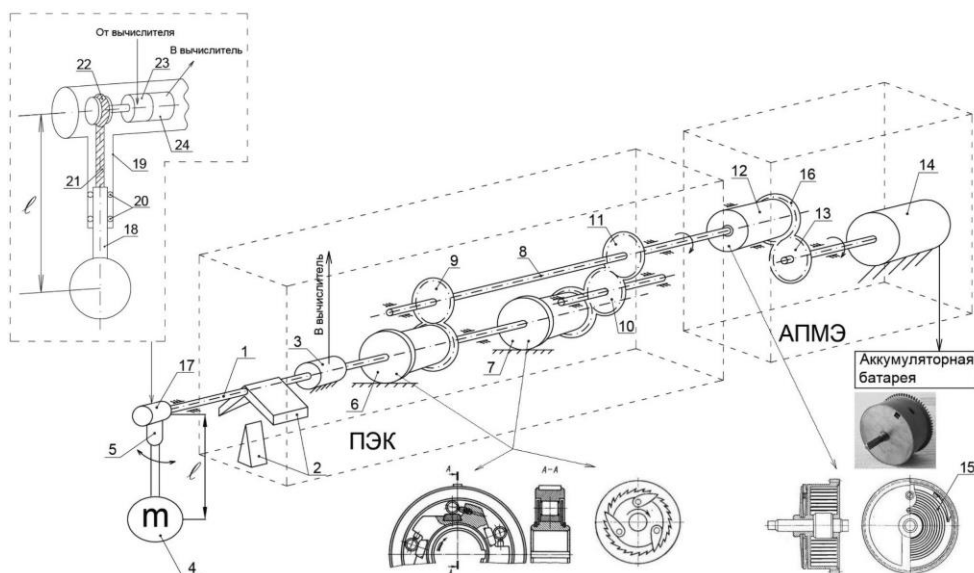


Р и с. 4. Конструкция корпуса станций с ВПГ: 1 – плавающий корпус; 2 – механизм преобразования энергии; 3 – балластные цистерны; 4 – маятник с чувствительной массой; 5 – телескопическая штанга; 6 – привод телескопической штанги

F i g. 4. Design of the station hull with WFG: 1 – floating hull; 2 – energy conversion mechanism; 3 – ballast tanks; 4 – pendulum proof mass; 5 – extendable rod; 6 – extendable rod drive

Механизм преобразования энергии (рис. 5) состоит из двух частей: преобразователя энергии качки и аккумулятора – преобразователя механической энергии. Вычислитель (см. рис. 4) имеет в своем составе микропроцессорный блок, вырабатывающий команды управления, память с записанным алгоритмом управления, аналого-цифровой и цифро-аналоговый преобразователи, а также усилители аналоговых сигналов для управления насосом и клапанами балластных цистерн, а также приводом телескопической штанги 17 (рис. 5). Вычислитель получает и обрабатывает измерительную информацию, получаемую от датчика 3 угла разворота входного вала 1 (рис. 5), уровнемера балластных цистерн 3 (см. рис. 4), многооборотного датчика угла 24 (рис. 5).

Станция с ВПГ работает следующим образом. Плавающий корпус 1 станции (см. рис. 4) совершает вынужденные бортовые колебания под воздействием волн относительно положения маятника 4, близкого к вертикальному. При этом маятник демпфирован водой и имеет массу m , соизмеримую с водоизмещением буя. С целью максимального использования энергии фронта волны для ее преобразования в кинетическую энергию качки путем совмещения периода собственных бортовых колебаний плавающего буя с преобладающим периодом волн производится изменение периода собственных бортовых колебаний плавающего корпуса станции с использованием выражения (3) путем изменения метацентрической высоты буя. Ее изменение производится путем заполнения или осушения балластных цистерн 3 (см. рис. 4). Амплитуда и период качки определяются с помощью датчика угла, разворота 3 (рис. 5). При этом вычислитель (см. рис. 4) выполняет расчет вынужденных колебаний корпуса станции с ВПГ.



Р и с. 5. Механизм преобразования энергии качки в электрическую энергию: 1 – входной вал; 2 – ограничитель разворота; 3 – датчик угла; 4 – маятник; 5 – телескопическая штанга; 6 и 7 – муфты свободного хода одностороннего вращения, например храповые или обгонные муфты, с зубчатыми венцами; 8 – выходной вал; 9, 10 и 11 – зубчатые колеса; 12 – пружинный барабан; 13 – зубчатое колесо электрической машины; 14 – электрическая машина; 15 – плоская спиральная пружина; 16 – зубчатый венец; 17 – механизм телескопической штанги; 18 – выдвижная штанга; 19 – труба корпуса привода; 20 – подшипники телескопической штанги; 21 – трос; 22 – шкив; 23 – двигатель с редуктором; 24 – многооборотный датчик угла

Fig. 5. Mechanism for converting roll energy into electrical power: 1 – input shaft; 2 – twist stop; 3 – angle sensor; 4 – pendulum; 5 – extendable rod; 6 and 7 – unidirectional rotation freewheel couplings, e.g., ratchet or freewheel clutches, with tooth rims; 8 – output shaft; 9, 10 and 11 – gear wheels; 12 – spring drum; 13 – gear wheel of electrical machine; 14 – electrical machine; 15 – flat spiral spring; 16 – tooth rim; 17 – extendable rod mechanism; 18 – extendable rod; 19 – drive housing pipe; 20 – extendable rod bearings; 21 – rope; 22 – pulley; 23 – motor with gearbox; 24 – multi-turn angle sensor

Алгоритм настройки бортовых колебаний корпуса в резонанс с преобладающей частотой волн после их произвольного заполнения включает:

- 1) запись реализации колебаний за интервал 900 с, в течение которого процесс качки считается стационарным;
- 2) определение максимального размаха колебаний $\Theta_{\max}$;
- 3) определения зоны вторичных колебаний Θ_n , составляющей 20 % от максимального размаха;
- 4) определение размахов колебаний, вызванных преобладающими вол-

нами $\Theta_{\Pi_i} > \Theta_n$, их числа N и среднего значения $\bar{\theta}_{\Pi} = \frac{\sum_{i=1}^N \theta_{\Pi_i}}{N}$;

- 5) вычисление периода преобладающих волн $T_{\Pi_i} = 900/2N$;
- 6) заполнение балластных цистерн на 10 % объема;
- 7) выполнение операций с п. 1 по 5;

8) анализ значений $\bar{\theta}_{\Pi}$, полученных до и после заполнения балластных цистерн;

9) в том случае, если значение $\bar{\theta}_{\Pi}$, полученное после заполнения, имеет значение большее, чем то, которое получено до заполнения балластных цистерн, то следует заполнить цистерны согласно п. 6, если меньшее, то следует начать уменьшение уровня воды в балластных цистернах в первом случае на 20 %, а далее на 10 %;

10) после уменьшения последующего значения $\bar{\theta}_{\Pi}$ по сравнению с предыдущим следует восстановить уровень воды в балластных цистернах в соответствии с предыдущим значением.

Выполнение настройки балластных цистерн производится в соответствии с алгоритмом в зависимости от того, является ли волнение затухающим, развивающимся или стационарным программно, через интервал времени от 1 до 12 ч. Расчет всех значений качки в соответствии с алгоритмом производится с помощью вычислителя (см. рис. 4).

Установленный в нижней части корпуса станции с ВПГ и демпфированный водой, маятник будет иметь период собственных колебаний меньше периода Шулера, равного 84,4 мин, в связи с этим он будет совершать колебания, вызванные ускорением качки корпуса ВПГ, кроме того его возмущения будут зависеть и от орбитального смещения корпуса ВПГ при колебаниях на волнах. Таким образом, маятник будет совершать некоторые вынужденные колебания относительно вертикального положения с частотой этой вынуждающей силы. С целью максимального использования кинетической энергии качки для ее преобразования в электрическую энергию период собственных колебаний чувствительной подвижной массы совмещается с периодом качки буя. Для этого производится выбор длины l маятника 4 и ее установка с помощью телескопической штанги (5 на рис. 5). При этом резонансная частота колебаний маятника определяется из выражения¹⁶

$$\omega_p = \sqrt{\omega_0^2 - 2K_d^2},$$

где $\omega_0^2 = \frac{mgl}{J}$ – собственная частота колебаний маятника; $K_d = \frac{Wl_{\text{и}}}{J}$ – коэффициент демпфирования. Здесь m – масса маятника; l – длины его подвеса; J – момент инерции системы; $l_{\text{и}}$ – плечо интегральной силы сопротивления, учитывающей сопротивление как самой чувствительной массы, так штанги ее подвеса; W – квадратичный коэффициент сопротивления движению маятника и его подвеса в воде, зависящий от скорости движения маятника и поперечного сечения маятника и штанги-подвеса, определяемый экспериментально. А период колебаний определится по известной формуле $T_p = \frac{2\pi}{\omega_p}$. Расчет длины l производится с помощью вычислителя (см. рис. 4).

¹⁶ Кухлинг Х. Справочник по физике. Москва : Мир, 1982. 519 С. 230.

Отметим, что в связи с изменением фазы колебаний в области резонанса маятник при периодах качки корпуса станции, близких к периодам его собственных колебаний, будет отклоняться на малый угол в сторону, противоположную углу наклона корпуса буя, и развернет вал 1 (рис. 5) механизма преобразователя энергии на дополнительный угол. С целью предотвращения опрокидывания корпуса при потере устойчивости, вызванной резонансными явлениями, этот входной вал механизма преобразователя энергии оснащен ограничителями разворота 2 (рис. 5), которые не позволят ему развернуться на угол, больший заданного значения, и предотвратят опрокидывание буя. Конструкция механизма запатентована¹⁷.

Механизм преобразования энергии (рис. 5) работает следующим образом. При возникновении крена производится разворот корпуса станции относительно вертикального положения маятника 4 с телескопической штангой 5, при этом разворачивается входной вал 1. Разворот вала преобразуется в выходной сигнал датчика угла 3, передаваемый в вычислитель.

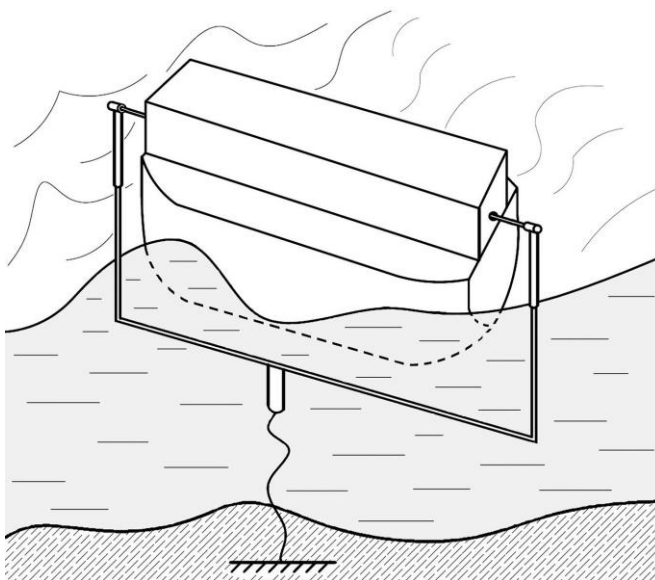
При развороте корпуса станции относительно подвижной массы 4 со штангой 5 против часовой стрелки момент от вала 1 передает муфта свободного хода одностороннего вращения 6, которая может иметь различные конструкции, например храповая или обгонная муфта, указанные на рис. 5 (в дальнейшем муфта), а при противоположном развороте – муфта 7. Муфта 6 преобразует разворот вала 1 в разворот сопряженного зубчатого колеса против часовой стрелки, а муфта 7 – по часовой стрелке, эти муфты подключены встречно. Благодаря зубчатому колесу 9 промежуточный вал 8 разворачивается по часовой стрелке. Благодаря паре зубчатых колес 10 и 11, разворот сопряженного зубчатого колеса муфты 7 также разворачивает вал 8 по часовой стрелке. Передаточное отношение зубчатых колес, сопряженных с муфтами 6 и 7, к валу 8 повышающее и одинаковое. Таким образом, преобразователь энергии качки преобразует знакопеременный разворот корпуса станции относительно маятника в разворот вала 8 по часовой стрелке. Разворот вала 8 приводит к закручиванию плоской спиральной пружины аккумулятора – преобразователя механической энергии, расположенной в барабане 12. Момент закручивания пружины меньше момента восстанавливающих сил при бортовой качке корпуса станции, что сохраняет его устойчивость. Зубчатый венец 16 барабана 12 разворачивает колесо 13 при раскручивании плоской спиральной пружины. Колесо 13 передает момент на ротор электрической машины 14, выполняющей роль генератора постоянного тока. Спиральная пружина имеет нормальную характеристику и почти постоянный момент при ее раскручивании, что обеспечивает малое изменение числа оборотов ротора электрической машины¹⁸. Вырабатываемый генератором 14 ток подается для пополнения заряда аккумуляторной батареи. Настройка в резонанс механиче-

¹⁷ Мобильная распределенная система подводного наблюдения : пат. 2767384 Рос. Федерация : МПК G 01 S 3/80 / Грязин Д. Г., Машошин А. И., Пашкевич И. В. ; заявитель и патентообладатель Акционерное общество «Концерн «Центральный научно-исследовательский институт «Электроприбор». № 2021127083 ; заявл. 15.09.2021 ; опубл. 17.03.2022, бюл. № 8. 21 с.

¹⁸ Пономарёв С. Д., Андреева Л. Е. Расчет упругих элементов машин и приборов. М. : Машиностроение, 1980. С. 64–66.

ской части генератора с частотой собственных колебаний корпуса станции производится за счет изменения длины подвеса маятника l путем выдвижения штанги 18 с грузом 4 из трубы 19. Установка штанги 18 в заданное положение производится с помощью ее вертикального перемещения. Для этого трос, закрепленный в верхней части штанги и намотанный на шкиве 22, приводится в движение двигателем 23. Для позиционирования штанги в заданном положении многооборотный датчик угла 24, связанный с вычислителем, откалиброван в зависимости от разворота шкива 22 и намотанной на нем длины троса 22. Изменение длины маятника производится в соответствии с функциональной зависимостью длины маятника от собственной частоты бортовой качки корпуса станции и выполняется по команде от вычислителя. Указанная зависимость определяется экспериментально на основании записи свободных колебаний корпуса станции с цистернами, заполненными до различного уровня, и с маятником разной длины по критерию достижения собственными колебаниями корпуса станции наибольшего размаха. Определение указанной функциональной зависимости выполняется экспериментально на тихой воде при отсутствии внешних возмущающих сил.

Следует отметить, что при современных достижениях механики конструкция механизма преобразования энергии может быть построена и на других элементах, однако их назначение останется прежним.



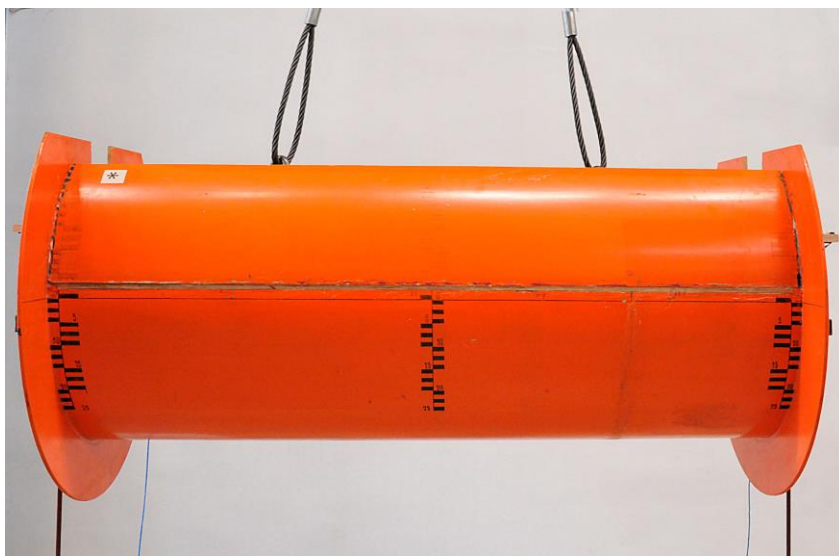
Р и с. 6. Конструкция станции с ВПГ для установки на якорь
F i g. 6. Design of a station with WFG for installation at an anchor

Отметим, что в случае необходимости постановки на якорь станции с ВПГ может быть применена схема устройства, представленная на рис. 6. В этой схеме предлагается установить встречно два механизма преобразования энергии (см. рис. 5), соединить между собой выдвижные стержни дополнительной горизонтальной штангой, к центру которой подсоединить якорную

связь. В этом случае положение штанги 5 (рис. 5) будет определяться якорной связью и может отличаться от вертикального, однако это никак не влияет на вырабатываемую мощность электрической машины 14. Такая конструкция позволит устанавливать корпус станции с ВПГ бортом к направлению движения волн.

Валидация предложенного метода

Валидация предложенного метода производилась путем проведения экспериментальных исследований схематизированной модели станции с ВПГ (рис. 7) в волновом опытовом бассейне Крыловского государственного научного центра.



Р и с. 7. Модель, испытанная в волновом опытовом бассейне

Fig. 7. Model tested in a wave experimental basin

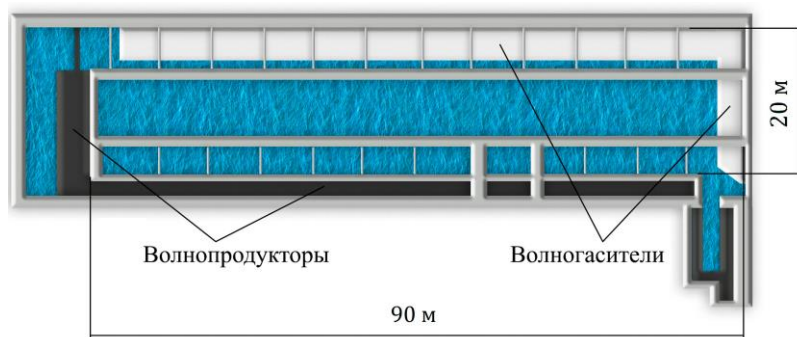
Модель цилиндрической формы имела длину 1650 мм, диаметр корпуса 640 мм и массу 172 кг. Борта модели были сделаны высокими, чтобы при больших угловых наклонениях площадь ватерлинии оставалась неизменной. К обеим торцевым пластинам корпуса модели на уровне ее центра тяжести на шарикоподшипниках были установлены две маятниковые системы (рис. 8), которые представляли собой штанги 1 длиной 0,9 м, закрепленные на осях поворота 2 с торцов модели на оси центра масс, положение которой было определено в процессе подготовки модели. Маятниковые системы были выполнены в виде штанг, на каждом подвесе размещался груз 3, который можно было перемещать вдоль штанги, меняя при этом длину маятника. Груз фиксировался на штанге винтовым прижимом.



Р и с. 8. Одна из двух маятниковых систем, закрепленных по бокам модели: 1 – штанга; 2 – ось поворота штанги; закрепленной на оси центра масс модели; 3 – перемещаемый вдоль штанги груз с винтовым прижимом

Fig. 8. One of two pendulum systems fixed on the model sides: 1 – rod; 2 – rod rotation shaft fixed on the axis of the models' center of mass; 3 – load with a screw stop moving along the rod

Модель испытывалась в волновом бассейне (рис. 9) длиной 90 м, шириной 20 м, глубиной 4 м. Волнение создавалось волнопродуктором, расположенным в торцевой части бассейна, позволяющим воспроизводить как регулярные (гармонические) волны с длиной в диапазоне от 0,6 до 12,0 м и высотой от 20 до 240 мм, так и волнение в заданном спектре частот.

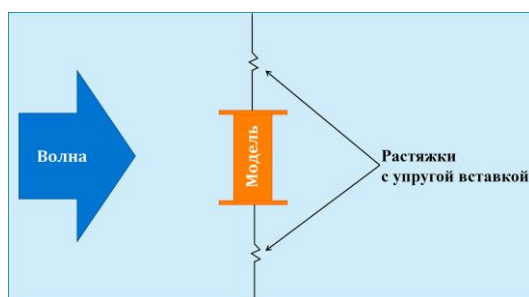


Р и с. 9. Схема опытового волнового бассейна ФГУП «Крыловский государственный научный центр»

Fig. 9. Scheme of the experimental wave basin in Krylov State Research Center

Регистрация углового положения модели и штанг маятниковой системы производилась с помощью бесконтактной оптической системы *Optotrak Certus HD*¹⁹, причем бортовые наклонения корпуса модели и штанг измерялись независимо друг от друга. Для этого на самой модели и на площадках, прикрепленных к штангам, располагались треугольные рамки с тремя светодиодами, при помощи которых оптическая система измеряла углы крена относительно горизонтальной плоскости. Ординаты волнения регистрировались электролитическим волнографом. В ходе эксперимента измеряемые процессы регистрировались с интервалом дискретизации 0,01 с.

Во время эксперимента модель располагалась поперек бассейна, моделируя положение бортом к набегающим волнам. Модель удерживалась на курсе с помощью системы удержания (рис. 10), представляющей собой два тонких капроновых троса с упругими элементами, прикрепленными с одной стороны к оконечностям модели на высоте ее центра тяжести, а с другой – к конструкциям бассейна. Жесткость упругих элементов системы удержания модели определялась требованием достаточной удаленности собственного периода поперечно-горизонтальных колебаний модели, прикрепленной к системе удержания, как от собственного периода бортовых колебаний, так и от среднего периода набегающего волнения. Такой подход позволил минимизировать влияние системы удержания на качку модели.



Р и с. 10. Схема удержания модели в точке подбора волн в опытном бассейне

F i g. 10. Scheme of the system for model retention at the wave selection point in the experimental basin

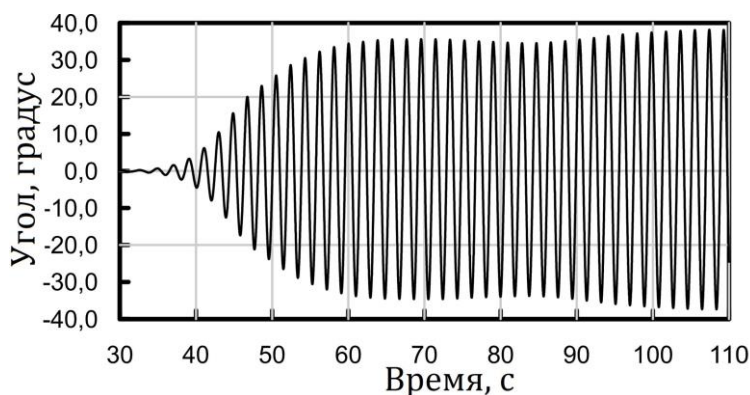
Перед проведением экспериментальных исследований были определены период собственных бортовых колебаний модели, который составил 1,89 с, и момент инерции с присоединенным моментом инерции, который составил 10,7 кг·м². В соответствии с найденным периодом были подобраны регулярные волны и спектры нерегулярных волн.

Регулярные волны подбирались до установки модели судна в бассейне с периодом, равным 1,89 с, высотой 60 мм и углом волнового склона, равным 1,9°. Бортовая качка модели в условиях такого волнения составила около 35°. На рис. 11 представлен фрагмент видеозаписи бортовых колебаний модели, а на рис. 12 – реализация бортовых колебаний, измеренных оптической системой.

¹⁹ Legacy Products: NDI's 40-year history and transition // NDI : [site]. 2022. URL: <https://www.ndigital.com/products/legacy-products> (date of access: 21.04.2024).
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 4 2024



Р и с. 11. Испытание модели в опытовом волновом бассейне под воздействием волн
F i g. 11. Model during wave tests in the experimental wave basin



Р и с. 12. Фрагмент записанной реализации бортовых колебаний (крена) модели в реальном времени на регулярной волне высотой 0,06 м с периодом 1,89 с
F i g. 12. Fragment of recorded realization of model rolling oscillations on regular waves of 0.06 m high with the period 1.89 s in real time

Из записи крена модели (рис. 12) виден нарастающий эффект резонанса, который заключается в увеличении амплитуды колебаний при совпадении частот волн и частоты собственных колебаний модели. В данном случае модель совершила около 15 колебаний перед тем, как амплитуда стала более 30° . Максимальная амплитуда установившихся колебаний модели составила 38° , при том, что угол волнового склона был всего $1,9^\circ$, что в 20 раз меньше. Очевидно, что при изменении высоты волны и сохранении ее периода, т. е. изменении крутизны волны будет меняться и максимальная амплитуда качки модели и скорость достижения значительных амплитуд колебаний. Чем больше крутизна волны, тем больше амплитуда качки по крену и быстрее достигаются значительные амплитуды. Это обусловлено тем, что энергия волны E_B (Дж) зависит от ее амплитуды²⁰:

²⁰ Луговский В. В. Динамика моря. Ленинград : Судостроение, 1976. 200 с.
 604 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 4 2024

$$E_B = \frac{1}{2} \rho g a^2,$$

где ρ – плотность воды; g – ускорение свободного падения; a – амплитуда волны.

На следующем этапе экспериментальных исследований были измерены угловые колебания маятниковой системы. Для чего был подобран груз и его положение на штанге, при котором разность фаз составила 135° . Полученные результаты позволили произвести расчет гидродинамической эффективности подобного объекта. Под гидродинамической эффективностью понимается отношение мощности угловой качки модели к мощности волны, взятое в процентах [10]. В соответствии с работой²¹, средняя мощность N_B (Вт), приведенная к длине N_B гребня регулярной волны, равной длине исследуемого объекта (модели), может быть рассчитана по формуле

$$N_B = \frac{\rho g^2 h^2 \tau l}{32\pi},$$

где h – высота волны; τ – период волны; l – длина гребня волны, равная длине модели.

Для задаваемой в бассейне волны, подобранной в эксперименте с параметрами $h = 0,06$ м, $\tau = 1,89$ с, $l = 1,65$ м, средняя приведенная мощность за один период на 1 м длины гребня составила 6,26 Вт/м.

Мощность энергии угловых колебаний модели N_m можно найти через кинетическую энергию углового движения, которую приобретает модель в процессе угловых колебаний. Мощность углового движения равна количеству работы, совершенной моделью за единицу времени $\left(\frac{Дж}{с} = Вт \right)$:

$$N_m = \frac{A_m}{\Delta t}, \quad (5)$$

где A_m – работа совершаемая моделью; Δt – шаг опроса.

Работа A_m (Дж), совершенная моделью за единицу времени Δt , равна изменению кинетической энергии модели за эту единицу времени Δt :

$$A_m = \Delta E_{км},$$

где $E_{км}$ – кинетическая энергия углового движения модели, Дж, которая равна

$$E_{км} = \frac{1}{2} (J + \Delta J) \dot{\theta}^2,$$

где J – момент инерции модели; ΔJ – присоединенный момент инерции; $\dot{\theta}$ – угловая скорость бортовых колебаний модели.

²¹ Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика. Часть первая. Издание шестое. М. : Физматгиз, 1963. 584 с.

Тогда, зная кинетическую энергию модели в каждый момент времени, найдем мощность угловых колебаний модели N_m (Вт):

$$N_m = \frac{\Delta E_{km}}{\Delta t}.$$

Второй способ расчета мощности угловых колебаний – через момент, создаваемый угловым колебанием модели, который равен произведению момента инерции и присоединенного момента инерции на угловое ускорение:

$$M = (J + \Delta J)\ddot{\theta},$$

где M – момент, $\frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{с}^2} \cdot \text{м} = \text{Нм}$; $\ddot{\theta}$ – угловое ускорение.

Работу найдем из выражения

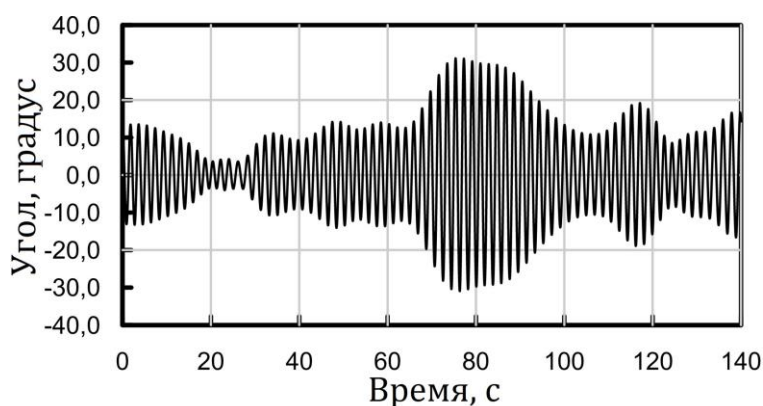
$$A_m = M\Delta\alpha,$$

где A_m – работа, $\text{Нм} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{с}^2} \cdot \text{м} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2}{\text{с}^2} = \text{Дж}$; $\Delta\alpha$ – изменение углового положения модели в радианах за интервал опроса dt .

Затем мощность энергии колебаний определяется по выражению (5).

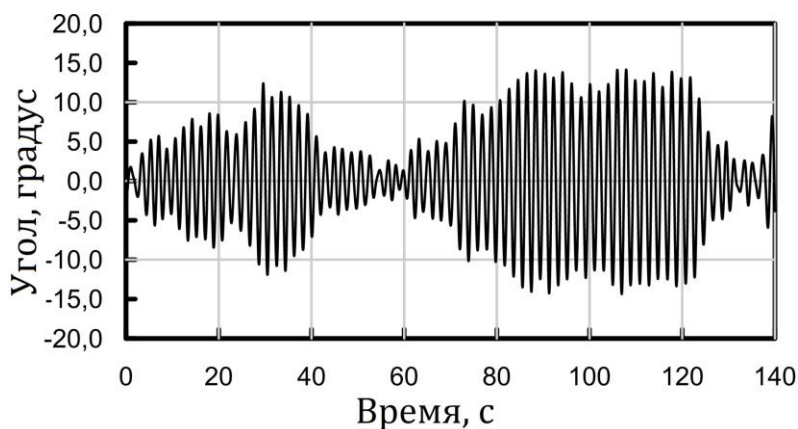
С использованием предложенного способа по зарегистрированным реализациям крена модели с шагом опроса 0,01 с была рассчитана средняя мощность качки модели за один период, которая составила 54,98 Вт. Значение мощности, приведенное к метру длины модели, составило 33,32 Вт/м. С учетом приведенной мощности подобранной волны, равной 6,26 Вт/м, гидродинамическая эффективность, рассчитанная в соответствии с определением, предложенным С. Солтером [10], составила 532 %. Такое большое значение гидродинамической эффективности объясняется несколькими факторами. Во-первых, амплитуда крена модели превышает амплитуду угла волнового склона в 20 раз. Во-вторых, мощность энергии угловой качки модели рассматривается на установившемся режиме резонансных колебаний. Таким образом, в расчетах не учитывается количество энергии, потребовавшееся на раскачку модели до максимальных углов крена. Более того, если рассмотреть только первые колебания модели, угловое отклонение которых не превышает угол волнового склона, то приведенная мощность, развиваемая моделью в таких условиях, составит всего 0,08 Вт/м, а гидродинамическая эффективность составит всего 1,33 %.

Кроме исследований на регулярном волнении, исследования гидродинамической эффективности были проведены в условиях нерегулярных волн. Для этого были подобраны два спектра Пирсона – Московича с одинаковым периодом спектрального максимума τ_p , равным 1,89 с, и значительными высотами волн h_s , равными 87,71 и 44,69 мм. Записи временной реализации бортовой качки модели на подобранных спектрах нерегулярного волнения, сделанные с шагом опроса 0,01 с, представлены на рис. 13 и 14.



Р и с. 13. Фрагмент записанной реализации бортовой качки модели в реальном времени при воспроизведении в бассейне нерегулярных волн со спектром № 1, имеющим $\tau_p = 1,89$ с, $h_s = 87,71$ мм

F i g. 13. Fragment of recorded realization of the model rolling in real time on irregular waves generated in the wave basin with spectrum No. 1 ($\tau_p = 1.89$ s, $h_s = 87.71$ mm)



Р и с. 14. Фрагмент записанной реализации бортовой качки модели в реальном времени при воспроизведении в бассейне нерегулярных волн со спектром № 2, имеющим $\tau_p = 1,89$ с, $h_s = 44,69$ мм

F i g. 14. Fragment of recorded realization of the model rolling in real time on irregular waves generated in the wave basin with spectrum No. 2 ($\tau_p = 1.89$ s, $h_s = 44.69$ mm)

Поскольку в спектре волн присутствует набор гармоник, то расчет мощности по выражению (4) представляется затруднительным, так как это выражение выведено для одной гармоник. Поэтому для оценки гидродинамической эффективности модели в условиях нерегулярного спектра волнения мощность волн рассчитывалась как средняя спектральная мощность волн $N_{\text{сп}}$ (Вт/м) на единицу длины волнового профиля по формуле [11]

$$N_{\text{сп}} = 490\tau_E h_s^2,$$

где τ_E – энергетический период волн, равный для спектра *JONSWAP* $0,9\tau_p$, для спектра Пирсона – Московича $0,86\tau_p$.

Для спектров № 1 и 2 нерегулярных волн в соответствии с реализациями рис. 13 и 14 мощность, приведенная к единице длины гребня волны, составила соответственно 4,90 и 1,30 Вт/м. Приведенная мощность энергии угловых колебаний модели составила 5,81 Вт/м для спектра № 1 и 1,91 Вт/м для спектра № 2. Гидродинамическая эффективность составила 119 и 148 % соответственно. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что гидродинамическая эффективность возрастает при уменьшении высот волн и сохранении периода пика спектрального максимума.

Полученные значения гидродинамической эффективности в условиях нерегулярного волнения ожидаемо оказались ниже значений, полученных на регулярных волнах, но все же составили более 100 %. Это объясняется тем, что период спектрального максимума обоих спектров подобранного волнения соответствовал периоду собственных колебаний модели. Это означает, что в спектрах присутствовало значительное количество волн, периоды которых были близки или соответствовали периоду собственным колебаниям модели. Эти волны и вызывали большую бортовую качку, поскольку проявлялся эффект резонанса, который хорошо виден на рис. 13 в районе 80-й секунды (качка в этот момент достигала 30°).

Следует отметить, что в условиях нерегулярных волн с периодами спектрального максимума, отличными от периода собственных колебаний модели, гидродинамическая эффективность резонансного ВПГ будет падать еще больше, поскольку эффект резонанса будет минимальным или отсутствовать вовсе. Угловая качка модели значительно уменьшится, поскольку модель будет стремиться совершать угловые колебания в соответствии с углами склонов набегающих волн. Гидродинамическая эффективность на волнах с периодами, отличными от периода собственных колебаний модели, будет зависеть от добротности колебаний модели, т. е. от высоты пика и ширины полосы резонанса.

Полученные экспериментальные результаты гидродинамической эффективности позволяют сравнить ВПГ, работающий на резонансном принципе работы с известной уткой Солтера [10], которая считается одной из наиболее эффективных конструкций преобразователя энергии волн. Преимущество утки Солтера заключается в том, что она имеет цилиндрическую форму с выступающей частью, которая имеет большой коэффициент демпфирования, что позволяет совершать угловые колебания под воздействием волны и создавать при этом большой крутящий момент между ее секциями для передачи его генератору. При этом оставшаяся цилиндрическая часть имеет минимальное сопротивление в воде и не препятствует угловому повороту утки под воздействием волн. Это позволяет ей собирать максимум энергии набегающих волн. Однако такая конструкция является и ее недостатком, поскольку утка повторяет угол волнового склона и эффект резонанса в такой конструкции практически не проявляется. Поэтому ее эффективность, определяемая по методике, предложенной в работе [10], не может превышать 100 %, в то время как эффективность резонансного ВПГ может быть выше.

Заключение

Из предложенных рассуждений видно, что энергия волн даже при волнении малой интенсивности очень значительна. Она существенно зависит от длины волны, а низкочастотные волны вносят основной вклад в суммарную энергию волн. С учетом того что первичным преобразователем энергии волн является корпус станции с ВПГ, его линейные размеры будут определять мощность собираемой энергии, которая зависит от длины волнового профиля. Качка станции с ВПГ преобразуется в электрическую энергию, и для увеличения КПД такого преобразования целесообразно использовать резонансные преобразователи энергии.

Использование бортовых колебаний волновых буюв и плавучих станций для сбора волновой энергии в условиях резонансной качки эффективнее, чем использование их вертикальных колебаний, поскольку при резонансе угловые колебания могут существенно превышать угол волнового склона набегающих волн. Применение принципа управляемого резонанса в волновых абсорберах позволяет существенно увеличить эффективность их работы. Гидродинамическая эффективность предложенного устройства возрастает при уменьшении высот и периодов волн, что чрезвычайно важно для сбора энергии в условиях малого волнения.

Повышение КПД выработки энергии станцией с ВПГ на волнах большой интенсивности неминуемо приведет к необходимости увеличения прочности ее корпуса, так как увеличатся и нагрузки на него от набегающих волн. Увеличение прочности, в свою очередь, приведет к увеличению массы станции. Кроме этого, для определения КПД ВПГ необходимо учитывать влияние нагрузки электрического генератора, который может вносить значительное демпфирование и уменьшать бортовую качку.

Таким образом, для обеспечения максимальной эффективности выработки энергии необходимо подбирать параметры станций с ВПГ для каждого района эксплуатации с учетом среднестатистических параметров волнения. А подстройка частоты собственных колебаний станции позволит расширить диапазон величин КПД преобразования волновой энергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Applied Soft Computing and Embedded System Applications in Solar Energy / R. K. Pachauri [et al.]. Boca Raton, USA : CRC Press, 2021. 254 p.
2. Применение автономного необитаемого подводного аппарата для гидрографических исследований в Охотском море / Д. Н. Михайлов [и др.] // Подводные исследования и робототехника. 2017. № 2. С. 4–13. EDN YLFSVL.
3. Modelling dynamic photovoltaic arrays for marine applications / J. Storey [et al.] // 2016 IEEE 17th Workshop on Control and Modeling for Power Electronics (COMPEL). Trondheim, Norway, 2016. P. 1–8. <https://doi.org/10.1109/COMPEL.2016.7556720>
4. Design methodology for a SEAREV wave energy converter / M. Ruellan [et al.] // IEEE Transactions on Energy Conversion. Vol. 25, iss. 3, P. 760–767. <http://doi.org/10.1109/TEC.2010.2046808>
5. Scaled development of a novel Wave Energy Converter through wave tank to utility-scale laboratory testing / K. Rhinefrank [et al.] // 2015 IEEE Power & Energy Society General Meeting. Denver, CO, USA, 2015. P. 1–5. <http://doi.org/10.1109/PESGM.2015.7286008>

6. Wave tank testing of a pendulum wave energy converter 1:12 scale model / N. Pozzi [et al.] // International Journal of Applied Mechanics. 2017. Vol. 9, no. 2. 1750024. <http://doi.org/10.1142/S1758825117500247>
7. Clément A. H., Babarit A. Discrete control of resonant wave energy devices // Philosophical transactions of the Royal Society A. Mathematical, physical and engineering sciences. 2012. Vol. 370, iss. 1959. P. 288–314. <http://doi.org/10.1098/rsta.2011.0132>
8. Application of a simulation model for a heave type wave energy converter / S. Saeidtehrani [et al.] // Proceedings of the 12th European Wave and Tidal Energy Conference, 27th Aug –1st Sept 2017, Cork, Ireland. Cork (Ireland), 2017. 948. P. 1–8.
9. Линейные электрические машины возвратно-поступательного действия – типы и конструкции электрических машин / В. Б. Баль [и др.] // Вопросы электромеханики. Труды ВНИИЭМ. 2015. Т. 148, № 5. С. 3–13.
10. Salter S. Wave energy: Nostalgic ramblings, future hopes and heretical suggestions // Journal of Ocean Engineering and Marine Energy. 2016. Vol. 2, iss. 4. P. 399–428. <https://doi.org/10.1007/s40722-016-0057-3>
11. Pastor J., Dou Y.-Q., Liu Y. Wave energy resource analysis for use in wave energy conversion // Proceedings of the 36th Industrial Energy Technology Conference (IETC 2014). New Orleans, USA, 2014.

Об авторах:

Грязин Дмитрий Геннадиевич, главный метролог АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор» (197046, Санкт-Петербург, ул. Малая Посадская, д. 30), профессор факультета систем управления и робототехники ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский университет ИТМО» (197101, Санкт-Петербург, Кронверкский пр., д. 49, лит. А), доктор технических наук, **SPIN-код: 3914-7387, ORCID ID: 0000-0003-3562-6815, Scopus Author ID: 25638150600, volnagdg@yandex.ru**

Глеб Константин Андреевич, главный технолог ПАО «Газпром» (197229, Санкт-Петербург, Лахтинский проспект, д. 2, корп. 3, стр. 1), кандидат технических наук, **SPIN-код: 5681-0690, ORCID ID: 0000-0003-4914-3603, Scopus Author ID: 57214354068**

Геоинформационная система для анализа скоростей дрейфа буев-профилемеров *Argo* на примере Черного моря

Е. В. Жук ✉, Н. В. Маркова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ elena.zhuk@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 02.04.2024; одобрена после рецензирования 02.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы – разработка и реализация геоинформационной системы (ГИС), предоставляющей возможность онлайн-работы с данными буев-профилемеров *Argo* в Черном море и выполнение с ее помощью оценок скоростей дрейфа буев в разных слоях моря.

Методы и результаты. Геоинформационная система разработана на базе клиент-серверной архитектуры с использованием СУБД *PostgreSQL* для хранения данных буев *Argo*, библиотек *jQuery*, *Plotly*, *mapbox gl* – для реализации пользовательского интерфейса и картографического сервиса. Расчет и анализ скорости перемещения буев проводился на основе информации, предоставляемой проектом *Argo* в открытом доступе. Эта информация принимается с автономных дрейфующих буев-профилемеров и включает данные об их спутниковом позиционировании, глубинах дрейфа и профилировании. Скорости на горизонте дрейфа буя рассчитывались на основе данных о его траектории, при этом ГИС предполагает возможность быстрого пересчета скоростей при поступлении новых данных наблюдений, корректировки методики расчета, расширения спектра статистических характеристик, а также подключения ряда дополнительных опций. В действующей версии системы для расчета и анализа скоростей использован массив данных *Argo* за период с начала 2005 г. до середины 2022 г. С помощью ГИС выполнены оценки скорости дрейфа буев в Черном море, уточнены значения средней скорости по сравнению с предыдущими исследованиями и показана ее сезонная изменчивость в разных слоях моря.

Выводы. Разработанная ГИС дополняет онлайн-сервисы проекта *Argo*, существенно упрощая работу с океанографическими данными для Черного моря и их научный анализ без необходимости применения дополнительных скриптов, загрузки данных и внешних систем визуализации. Показаны примеры применения системы для оценки скоростей дрейфа буев-профилемеров на разных глубинах и в отдельных частях моря. В перспективе ГИС может быть дополнена новыми модулями: автоматического скачивания данных *Argo*, работы с аналогичными массивами данных (напр., получаемых с дрейфтеров, с измерителей течений *ADCP*), а также применена для любых других регионов.

Ключевые слова: геоинформационная система, ГИС, буи *Argo*, скорость дрейфа, течения, Черное море, база данных, БД

Благодарности: работы по разработке и внедрению ГИС выполнены в рамках тем госзадания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012, FNNN-2024-0014. Исследование особенностей поля скорости проводилось в рамках темы госзадания FNNN-2024-0001. Авторы выражают благодарность доктору географических наук В. Н. Белокопытову за полезные консультации в процессе создания и тестирования системы, а также рецензентам за внимание к представленной работе и ее оценку.

Для цитирования: Жук Е. В., Маркова Н. В. Геоинформационная система для анализа скоростей дрейфа буев-профилемеров *Argo* на примере Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 611–630. EDN ZWKGTА.

Original article

Geoinformation System for *Argo* Floats Drift Assessment: The Black Sea Case

E. V. Zhuk ✉, N. V. Markova

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

✉ elena.zhuk @mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The work is aimed at developing and implementing a geographic information system (GIS) that provides an opportunity for online work with the *Argo* float data in the Black Sea, and for its application for estimating the float drift velocities in different sea layers.

Methods and Results. The geoinformation system is developed based on a client-server architecture using *PostgreSQL* DBMS to store the *Argo* float data, the *jQuery*, *Plotly*, and *mapbox gl* libraries and, therefore, to implement a user interface and a cartographic service. The float drift velocities are calculated and analyzed using the information provided by the *Argo* project in the public domain. The information is received from the autonomous drifting profiling floats and includes the data on their satellite positioning, drift depths, and profiling. The velocities at the float drift horizon are calculated using the data on its trajectory, meanwhile GIS assumes the possibility to recalculate fast the velocities when new observation data are received, adjust the calculation methodology, expand the range of statistical characteristics as well as to add a number of additional options. To calculate and analyze the velocities, the *Argo* data array (early 2005 – mid 2022) was included in the system current version. Application of GIS made it possible to estimate the float drift velocities in the Black Sea, to specify the mean velocity values as compared to the previous studies, and to show its seasonal variability in different layers of the sea.

Conclusions. The online services of the *Argo* project is complemented by the developed GIS, that simplifies significantly processing and scientific analysis of the Black Sea oceanographic data; in other words, there is no need to use additional scripts, data downloads and external visualization systems. The examples of applying the system for estimating the float drift velocities at different depths and in certain parts of the sea are shown. In future, GIS can be supplemented with new modules, such as automatic downloading of *Argo* data, operating with similar data arrays obtained, for example, from the drifters or *ADCP* current profilers, besides, it can applied to any other region.

Keywords: geoinformation system, GIS, *Argo* floats, drift velocity, currents, Black Sea, database, DB

Acknowledgements: the work on development and implementation of GIS was carried out within the framework of the themes of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012 and FNNN-2024-0014. The velocity field features were studied within the framework of the theme of state assignment FNNN-2024-0001. The authors are grateful to Dr. Sci. (Geogr.) V. N. Belokopytov for useful consultations while developing and testing the system, as well as to the reviewers for their attention to the work and its appreciation.

For citation: Zhuk, E.V. and Markova, N.V., 2024. Geoinformation System for *Argo* Floats Drift Assessment: The Black Sea Case. *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 562-579.

Введение

В последние два десятилетия источником регулярных данных о профилях основных гидрологических, гидрохимических и других характеристик морской среды стали автономные дрейфующие буи-профилемеры *Argo*¹. В открытом доступе находятся как получаемые с их помощью данные, так и полная информация об основных этапах развития системы наблюдения Мирового океана с использованием дрейфующих буйев *Argo*, включая их конструктивные и эксплуатационные особенности. Буйи-профилемеры могут оснащаться различными соответствующими поставленным задачам датчиками для проведения наблюдений параметров морской среды, при этом основными наблюдаемыми параметрами являются температура и соленость [1]. Вместе с тем одна из важнейших океанологических характеристик – скорость течений – не может быть напрямую измерена с их помощью. Расчет скоростей на основе траекторий буйев, когда буйи используются в качестве лагранжевых трассеров, позволяет оценить направление и амплитуды течений, структуру и изменчивость поля скорости.

Довольно полный критический обзор информации, получаемой с помощью буйев *Argo*, изложен в работе [2], где в том числе говорится о методике вычисления скорости перемещения буйев под водой на основе их спутникового позиционирования на поверхности. При этом в числе пионерских работ по расчету скоростей в океане следует отметить исследование², где приводятся основы методики вычисления скоростей буйев *Argo* на глубинах их дрейфа (парковочных глубинах), а также оценки ошибок такого расчета вследствие вертикального сдвига скорости. Расчеты средних скоростей буйев в Мировом океане также были выполнены в целом ряде работ, напр., в [3, 4] и в исследованиях [5–8] при оценке течений в Черном море. Сейчас в свободном доступе находятся архивы рассчитанных скоростей, полученные различными исследовательскими группами (рис. 1), однако простая и удобная онлайн-система для научного анализа этих данных пока не создана.

В онлайн-сервисах проекта *Argo* процедура расчета лагранжевых скоростей по произвольно выбранным данным и региону отсутствует, хотя массивы с оценками скоростей буйев на основе их траекторий для всего Мирового океана периодически предоставляются для открытого доступа, в частности в *Copernicus Marine Service* (рис. 1). И хотя файлы с данными находятся в формате *netCDF*, отсутствие возможности предварительной выборки данных (по идентификатору буйя, региону, дате, парковочной глубине и т. д.) делает эти массивы не вполне удобными для анализа динамических процессов.

¹ ARGO Data Management. URL: <http://www.ARGOfloat.org/> (date of access: 18.03.2024).

² YoMaHa'07: Velocity data assessed from trajectories of Argo floats at parking level and at the sea surface / K. V. Lebedev [et al.]. Asia-Pacific Data-Research Center, 2007. 16 p. (IPRC Technical Note ; no. 4(2)). <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.12820.71041>

Velocity products				
Global Velocity Products				
Institution	Documentation & Access	description	Temporal coverage	Update frequency
Univ. Brest, IFREMER, CNRS (SNO Argo France/LOPS)	10.1175/JTECH-D-12-00073.1 data access	ANDRO: a global Argo based deep displacement dataset	2001 – 2020	yearly, but partially
Copernicus Marine Service	quality information pdf data access	Global trajectory product based on v3.1 and higher trajectory files	1997 – present	daily
CSIO	data access	Global trajectory product based on v3.1 and higher trajectory files	2001-2022	twice a year
IFREMER	pdf data access	ANDRO in Argo Trajectory V3 NetCDF files	2001 – 2009	rarely
IPRC	pdf data access	YoMaHa'07: velocity data assessed from trajectories of Argo floats at parking level and at the sea surface	1997 –	monthly
JAMSTEC	10.1007/s10872-010-0046-4 data access	Global gridded ASCII and NetCDF of YoMaHa'07 QC'ed Argo drift trajectories	Average since 2001-01-01	rarely
Scripps Institution of Oceanography	data access	Scripps Argo trajectory-based velocity product	2001 – 2022	twice a year
University of Washington	10.1175/JPO-D-12-0206.1 data access	Absolute Geostrophic Velocities from Argo (AGVA)	2004 – 2010	rarely

Р и с. 1. Массивы данных о скорости дрейфа буев, представленные на сайте <https://argo.ucsd.edu/data/argo-data-products/velocity-products/>

F i g. 1. Data arrays on the float drift velocities presented on the website <https://argo.ucsd.edu/data/argo-data-products/velocity-products/>

В то же время вся остальная прошедшая контроль качества информация, получаемая с буев *Argo*, в настоящее время доступна и регулярно обновляется. Поэтому с учетом постоянного поступления новых данных наблюдений *Argo* насущным является создание гибкой системы для выборки, обработки и первичного анализа скоростей в выбранном бассейне, способной оперативно выдавать самые свежие результаты обработки данных и производить их визуализацию. Реализация ГИС для расчета и обработки лагранжевых скоростей в бассейне Черного моря на данном этапе вполне оправдана и полезна как логичное дополнение существующих сервисов. Ее использование позволит получать информацию о скоростях дрейфа по различным выборкам (по слою, времени, району), а также быстро определять статистические характеристики и пересчитывать результаты в случае усовершенствования методики расчета.

Таким образом, цель данной работы заключается в разработке и реализации ГИС, предоставляющей возможность онлайн-работы с данными буев-профилемеров *Argo* в Черном море, а также – в качестве примера использования – в выполнении с ее помощью оценок скоростей дрейфа буев-профилемеров в разных слоях моря в 2005–2022 гг.

Данные и методы

Данные наблюдений. Основным источником данных для расчета скоростей являются находящиеся в открытом доступе архивы проекта *Argo*¹, в которых содержится информация, полученная как с действующих, так и с завершивших свою работу буев-профилемеров. Она включает метаданные для каждого буя (с техническими характеристиками и настройками), а также данные наблюдений океанографических параметров и спутникового позиционирования. Глубина дрейфа буя-профилемера является заданной, но не обязательно постоянной для всего времени работы буя. Кроме того, эта глубина может не достигаться в реальной обстановке при движении буя (вследствие особенностей рельефа дна). Глубины дрейфа буев можно восстановить по данным встроенного датчика давления, в то же время их точность в отдельные моменты движения зависит в первую очередь от заданной дискретности записи данных. Так, есть массивы данных, когда информация о давлении записывалась только в начальные и конечные моменты этапов рабочего цикла буя (рис. 2), что не гарантировало его дрейф на одной и той же парковочной глубине (напр., при наличии поднятия дна или выхода на мелководье). Этот момент необходимо было учитывать при реализации алгоритма расчета скорости.

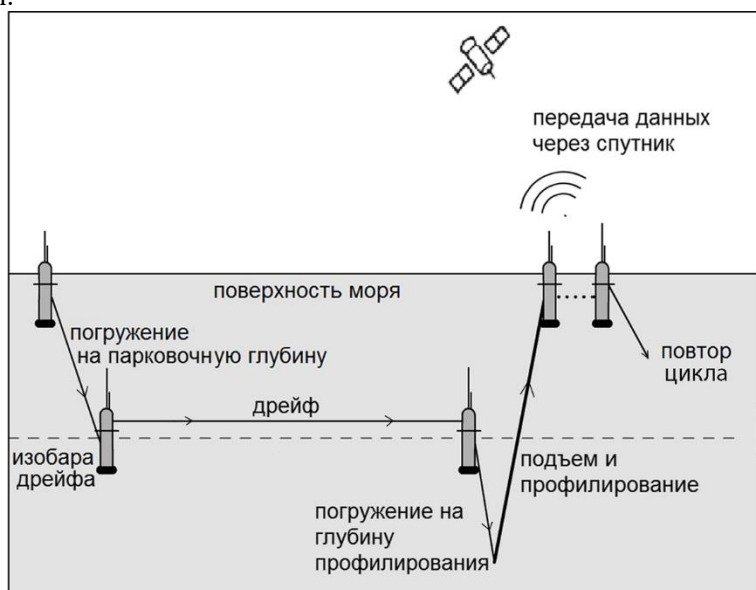


Рис. 2. Схема работы (рабочий цикл) буя-профилемера
Fig. 2. Argo float cycle

В Черном море наиболее часто задается рабочий цикл буя с периодом 120 ч (5 сут), парковочные глубины составляют 200–1500 м, а глубина профилирования достигает 2000 м. В представленном ниже исследовании для анализа скоростей используется массив данных буев *Argo*, включающий информацию за 2005–2022 гг. от всех действующих и завершивших свою работу буев, что превышает по объему используемые в предыдущих аналогичных

публикациях [5–8] данные по Черному морю. Большинство современных буев позиционируется спутниковой системой *Iridium*, что позволяет улучшить точность определения их координат при всплытии на поверхность по сравнению с более распространенной ранее системой коммуникации *Argos* ³ [2] и, соответственно, более точно рассчитать значение скорости дрейфа.

Алгоритм расчета скорости дрейфа. Средние скорости дрейфа определялись согласно данным спутникового позиционирования буя-профилемера: рассчитывалось частное от деления перемещения буя под водой на соответствующий временной интервал между всплытием буя на поверхность и его предшествующим погружением на парковочную глубину: $\mathbf{v} = d\mathbf{r}/dt$, где $d\mathbf{r}$ – перемещение буя между точками позиционирования в рабочих циклах i и $i-1$; dt – промежуток времени между позиционированием буя в i и $i-1$ рабочих циклах.

Как уже отмечалось, подобная методика расчета лагранжевой скорости для бассейна Черного моря была впервые использована в исследовании [5], а позднее – в работах [6–8]. Понятно, что вышеуказанная формула предполагает погрешность определения скорости на любом парковочном горизонте, поскольку во временной интервал включаются не только периоды дрейфа буя на парковочной глубине: в него также входят периоды дрейфа буя на поверхности моря (между моментами его фактического всплытия/погружения и ближайшего позиционирования спутником) и периоды движения буя на вертикальных участках (во время его подъема на поверхность и обратного погружения) (рис. 2). Для Мирового океана способы устранения погрешностей предлагались, напр., в работах ² и [3]. Выполнить точный расчет движения буя на вертикальных участках его траектории в Черном море довольно сложно, ведь основными предположениями для такой коррекции являются не только постоянство скорости погружения/всплытия самого буя (≈ 10 см/с), но и постоянство вертикального сдвига скорости в течение рабочего цикла ². Это условие часто нарушается ввиду сильной плотностной стратификации вод (наличия постоянного пикноклина) и пространственно-временной изменчивости течений в бассейне [9, 10]. Поэтому в настоящей работе применяется аналогичная исследованиям [5–8] методика, а получаемое уточнение оценок скорости связано, в первую очередь, с увеличением общего количества накопленных данных буев, а также с более быстрым позиционированием большинства современных буев системой *Iridium* на поверхности моря по сравнению с ранее используемой *Argos*. Пополнение базы данных (БД) новыми данными буев предполагает дальнейшее улучшение оценок скорости.

В настоящей работе использованы данные 42 буев *Argo*, дрейфовавших в Черном море на глубинах 200–1500 м с начала 2005 г. до середины 2022 г. Векторы скорости рассчитывались с учетом всех имеющихся данных и контроля достижения буем запрограммированных глубин. Используемые мета-

³ A Comparison of Iridium vs Argos Technology in Xeos Location Beacons : Tech Note // Xeos Technologies Inc. : site. Dartmouth, 2019. URL: <https://xeostech.com/comparison-iridium-vs-argos-technology-xeos-location-beacons> (date of access: 18.03.2024).

данные о глубине дрейфа для каждого рабочего цикла буя-профилемера являются более точными, чем в работе [8], когда рассматривалась парковочная глубина, заданная в метаданных для всего пути буя. Кроме того, с запуском новых буюв, позиционируемых спутниковой системой *Iridium* с применением *GPS* [2, с. 5], увеличивается их процентное соотношение. Использование системы *Iridium* делает более быстрым и точным определение координат буя в моменты всплытия/погружения. В процессе обработки данных *Argo*¹ выяснилось, что, хотя они и проходят контроль качества перед размещением для скачивания пользователями, в них все же остаются ошибки в определении местоположения отдельных станций. Вследствие этого такие станции были отбракованы, а флаги качества данных сохранены в БД ГИС.

Геоинформационная система. Оценка скоростей дрейфа буюв *Argo* проводилась на основе анализа расчета их средней скорости с использованием ГИС, доступной на сайте <http://www.bod-mhi.ru/ff/>⁴. Источником данных для ГИС были файлы данных буюв *Argo* в форматах *netCDF* и *csv*, содержащие информацию о номере буя, его местоположении, времени начала профилирования, измеренных параметрах, а также отдельные файлы с метаданными, в которых представлена информация о глубине подводного дрейфа до начала профилирования. Реальная глубина дрейфа в течение рабочего цикла известна практически для всех буюв, за исключением буюв с номерами 7900465, 7900466, 4900540, 4900541, 4900542, 4900489. Для этих буюв применялся такой же метод ее проверки, как и в работе [8]. При этом использовались данные из раздела описания буюв (циклы профилирования, глубина измерений и глубина дрейфа) на сайте¹, указанная глубина дрейфа проверялась на соответствие фактически проведенным наблюдениям (глубина начала профилирования и глубина места должны быть не меньше заявленной глубины дрейфа). Подобные проверки проводились и в работе [3, с. 769].

На основе анализа структуры данных буюв-профилемеров авторами была разработана структура реляционной БД и написаны программные модули для парсинга (разбора) исходных данных и занесения информации в таблицы БД. В качестве СУБД используется *PostgreSQL*⁵. База данных состоит из таблицы, содержащей метаданные (*argo_trajectories*), и связанной с ней по ключевым полям таблицы данных измерений (*argo_profiles*). Первоначальная структура БД была представлена в работе [11]. В настоящей работе таблица *argo_trajectories* была дополнена значениями скоростей дрейфа, обновленная структура таблиц приведена ниже (табл. 1 и 2, названия полей и типов данных приводятся в оригинале). Заполнение таблиц происходило автоматически с помощью разработанного программного модуля на языке *Python*.

⁴ Банк океанографических данных Морского гидрофизического института РАН : база данных. URL: <http://www.bod-mhi.ru/ff/> (дата обращения: 27.03.2024).

⁵ PostgreSQL: The World's Most Advanced Open Source Relational Database : database. 2024. URL: <https://www.postgresql.org/> (date of access: 27.03.2024).

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Метаданные (*argo_trajectories*)
Metadata (*argo_trajectories*)

Название поля / Field name	Тип данных / Data type	Описание / Description
<i>id</i>	serial	Индекс / Index
<i>argo_platform_id</i>	int	Идентификатор <i>Argo</i> / <i>Argo</i> identifier
<i>cycle</i>	int	Номер цикла профилирования / Profiling cycle number
<i>date_time</i>	timestamp	Дата и время профилирования / Date and time of profiling
<i>latitude</i>	float	Широта / Latitude
<i>longitude</i>	float	Долгота / Longitude
<i>drift_depth</i>	float	Глубина дрейфа / Drift depth
<i>velocity</i>	float	Модуль скорости дрейфа / Drift velocity absolute
<i>degree</i>	int	Направление дрейфа / Drift direction
<i>qc</i>	int	Флаг качества / Quality flag

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Данные профилирования (*argo_profiles*)
Profiling data (*argo_profiles*)

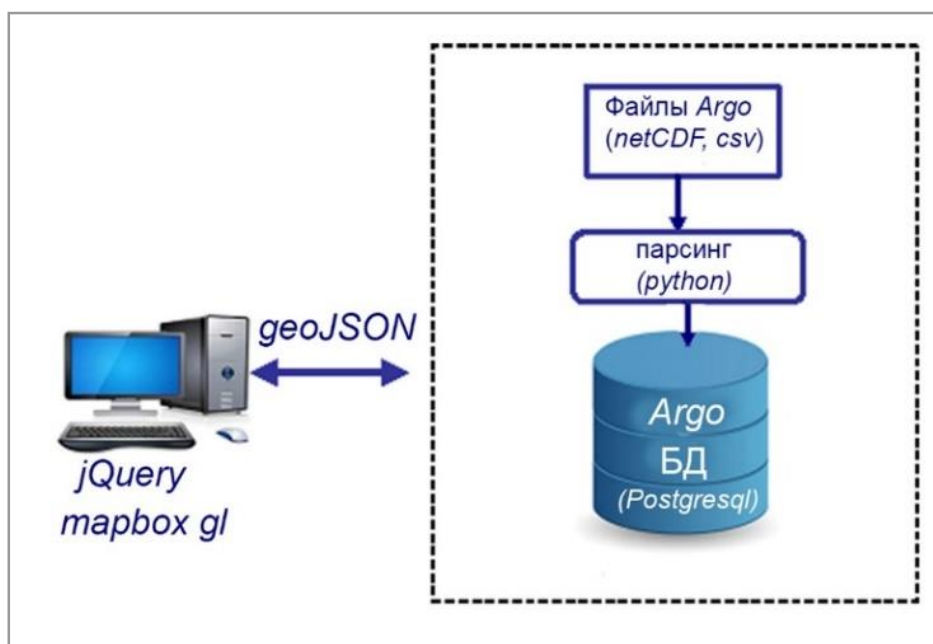
Название поля / Field name	Тип данных / Data type	Описание / Description
<i>id</i>	serial	Индекс / Index
<i>argo_platform_id</i>	int	Идентификатор <i>Argo</i> / <i>Argo</i> identifier
<i>cycle</i>	int	Номер цикла профилирования / Profiling cycle number
<i>pressure</i>	float	Давление / Pressure
<i>temperature</i>	float	Температура / Temperature
<i>salinity</i>	float	Соленость / Salinity
<i>doxy</i>	float	Концентрация кислорода / Oxygen concentration
<i>chlorophyll</i>	float	Концентрация хлорофилла / Chlorophyll concentration

П р и м е ч а н и е. Полужирным шрифтом в таблицах выделены ключевые поля.
N o t e: Key fields in the tables are highlighted in bold.

Для удобства работы с БД, проведения статистических расчетов, выборки и визуализации данных профилирования и дрейфа был разработан пользовательский веб-интерфейс, обеспечивающий весь необходимый функционал. Структура системы хранения и выборки данных показана на рис. 3.

Разработанная ГИС предоставляет возможность работать в двух основных режимах:

- с **одним** выбранным по идентификатору буюм-профилемером,
- со **всеми** буюми.

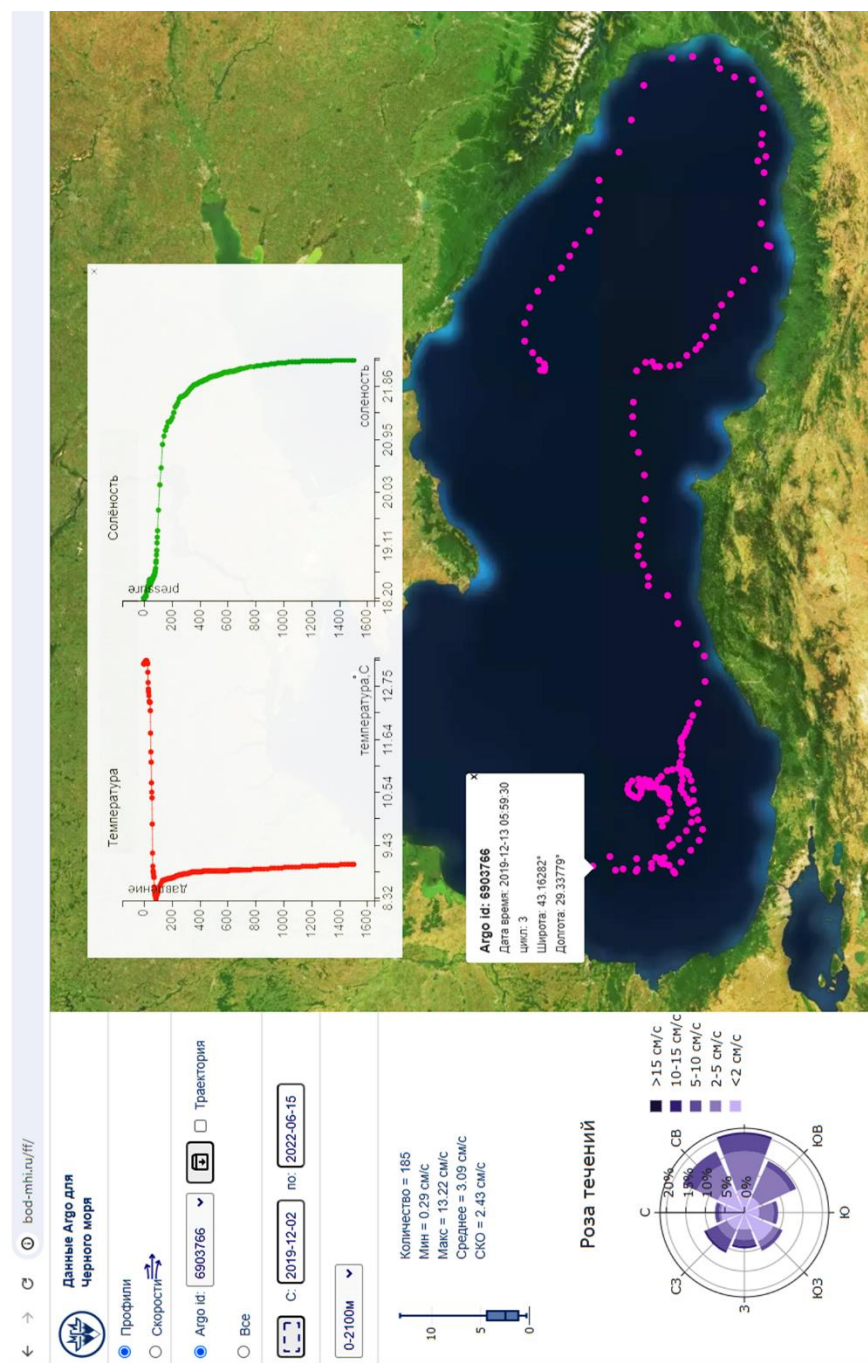


Р и с. 3. Структурная схема системы доступа к данным *Argo* для Черного моря
F i g. 3. Structure scheme of the *Argo* data access system for the Black Sea

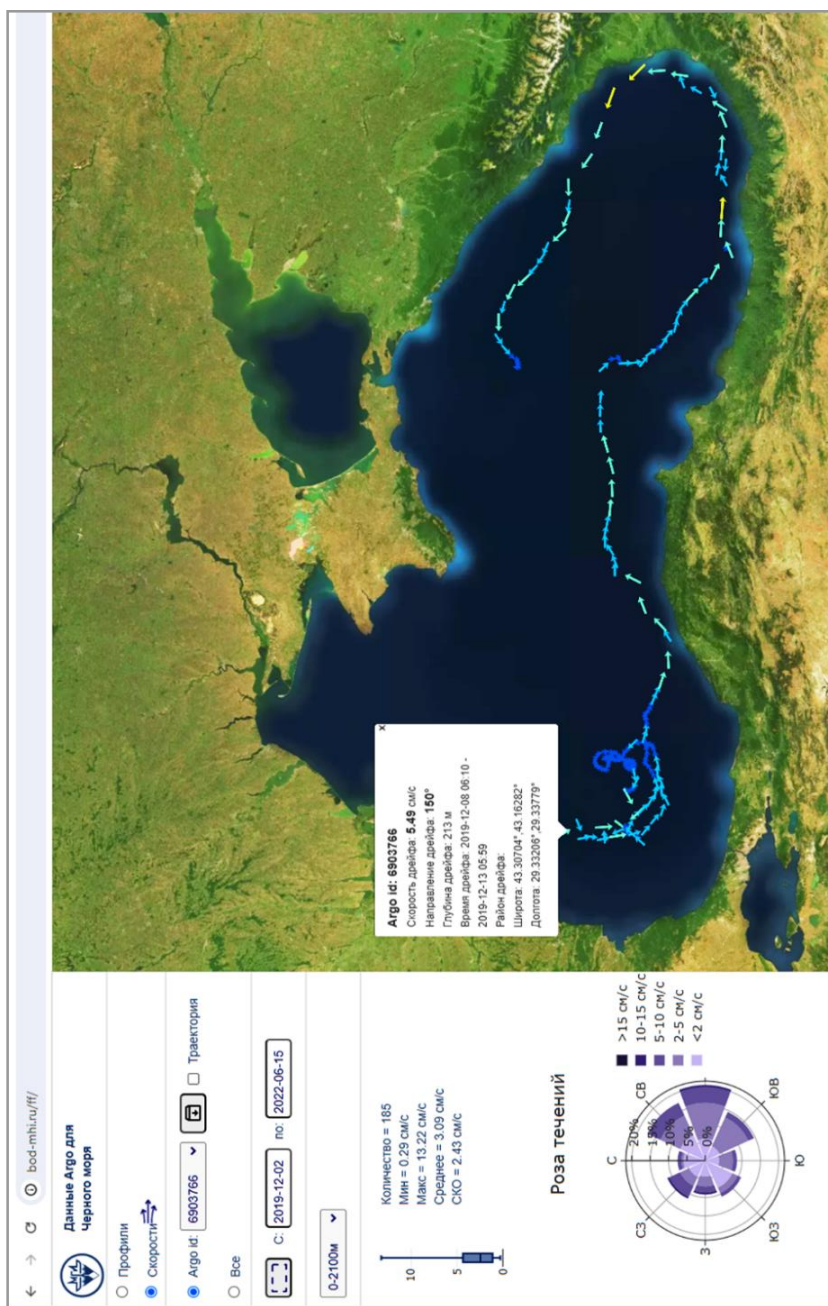
Переключение между режимами происходит с помощью специальной опции пользовательского интерфейса. В каждом из режимов возможно отображение положения буя (бுவ) в виде точек (в случае выбора опции *Профили*) или в виде векторов скоростей дрейфа (при выборе опции *Скорости*). При нажатии на отображаемую точку или вектор появляется всплывающее окно с информацией о номере буя, координатах, дате выполнения станции, строятся профили измеренных при данном зондировании параметров (если выбрана опция *Профили*) или отображается информация о скорости и направлении дрейфа буя (при выборе опции *Скорости*). Для обоих режимов возможна выборка данных по прямоугольной области, задаваемой на карте, и по заданному временному интервалу.

В режиме выбора по всем буям (опция *Все*) доступна еще и выборка по слоям, соответствующим глубинам дрейфа буев. Для каждой новой выборки производится расчет основных статистических характеристик скоростей дрейфа (минимальная и максимальная скорости, среднее значение, СКО), построение розы течений и диаграммы *box and whisker*.

Доступно скачивание данных по идентификатору буя в формате *netCDF*. На рис. 4–6 показаны примеры выборки и визуализации данных. На рисунках рядом с соответствующими картами располагаются диаграммы (розы) течений, демонстрирующие направление и значение рассчитанных скоростей в выбранной области.



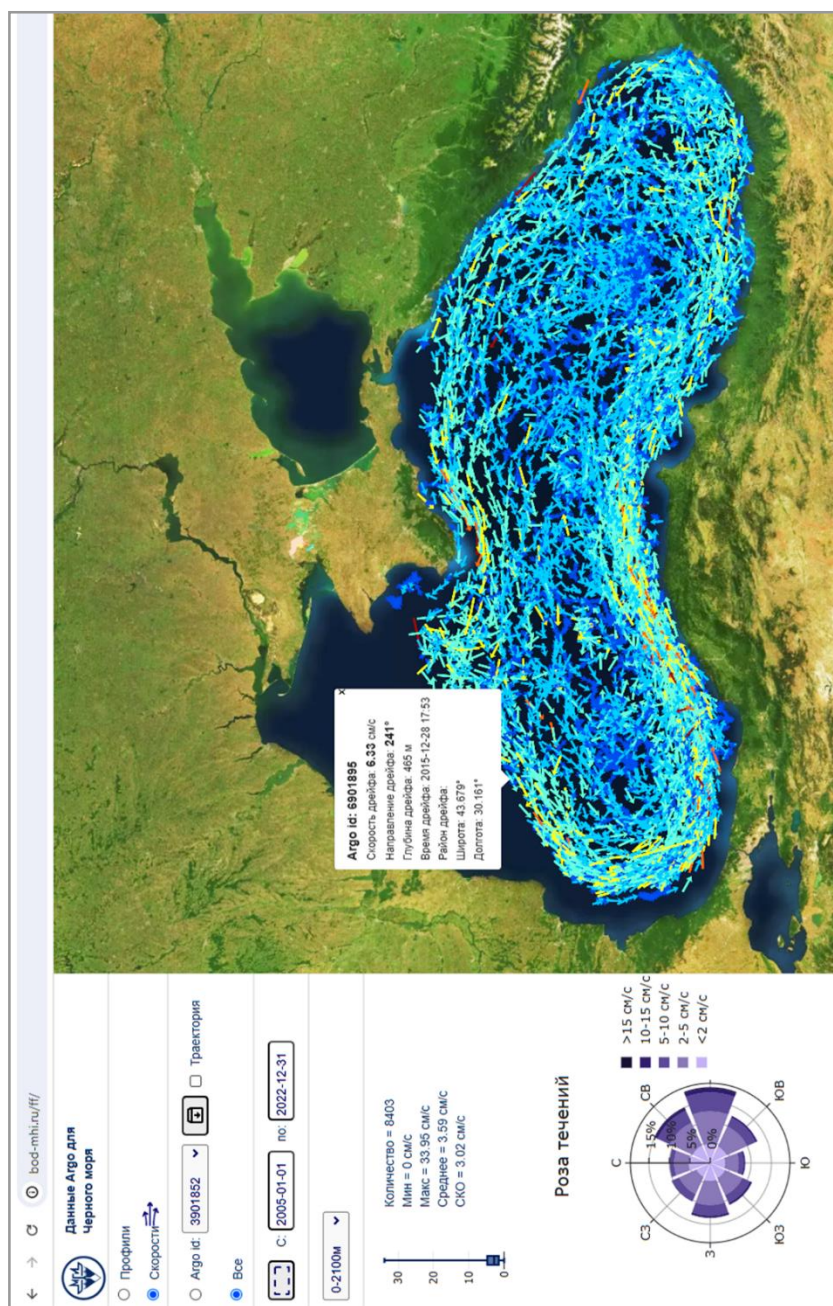
a



b

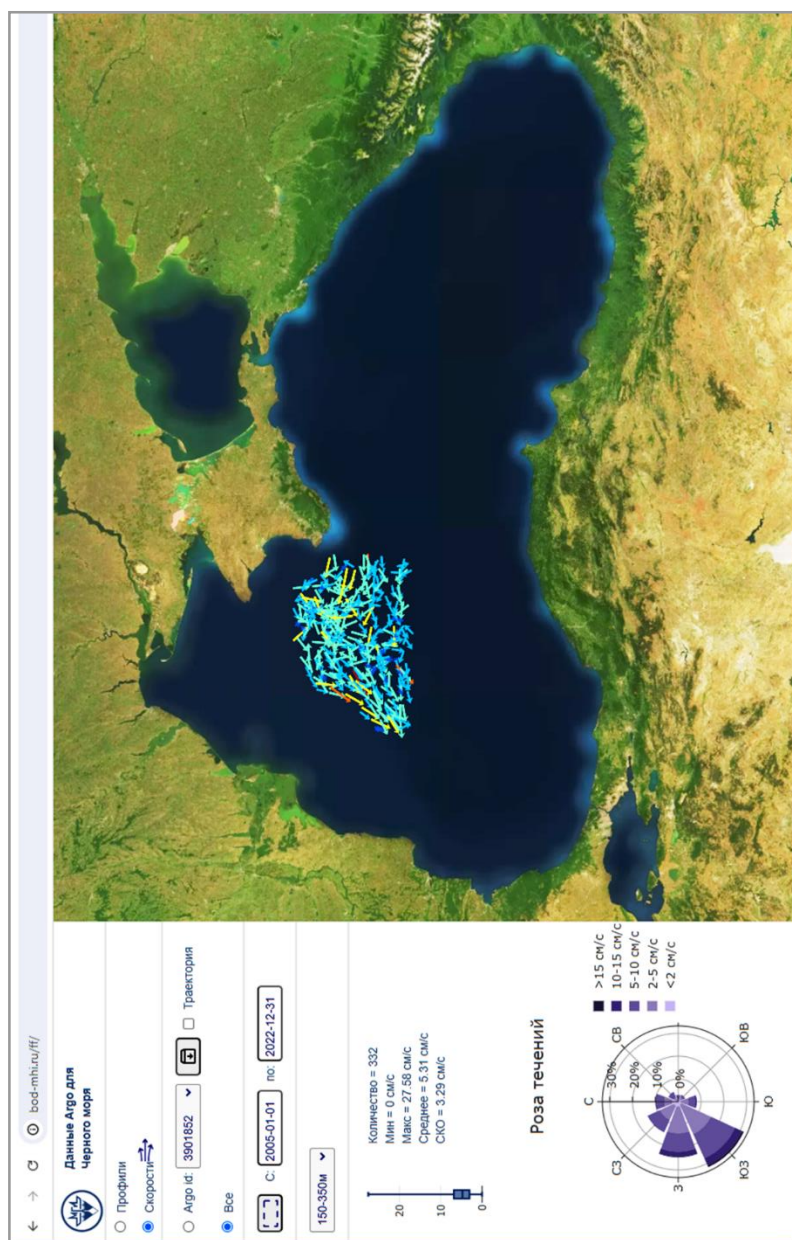
Р и с. 4. Пример использования веб-интерфейса для отображения: *a* – траектории буя *Argo* ID 6903766 и вертикальных профилей температуры и солёности; *b* – его скоростей дрейфа

Fig. 4. An example of using the web interface to display: *a* – trajectory of the *Argo* float ID 6903766 and vertical profiles of temperature and salinity, and *b* – float drift velocities



Р и с. 5. Пример использования веб-интерфейса для отображения скоростей всех буев *Argo*, дрейфовавших в слое 150–350 м

Fig. 5. An example of using the web interface to display velocities of all the *Argo* floats drifting in the 150–350 m layer



Р и с. 6. Пример использования веб-интерфейса для отображения скоростей всех буев *Argo*, дрейфовавших в слое 150–350 м в пределах заданной прямоугольной области
Fig. 6. An example of using the web interface to display velocities of all the *Argo* floats drifting in the 150–350 m layer within the selected rectangular area

Анализ результатов

Анализ рассчитанных на основе данных буев *Argo* скоростей в Черном море проводился с помощью разработанной ГИС при сопоставлении с наиболее полными опубликованными результатами по данной тематике. В работе [5] рассматривались данные только трех буев-профиломеров: средняя скорость первого буя на горизонте 200 м оценена в 7 см/с, на горизонте 750 м – в ~ 4 см/с, на горизонте 1550 м – в диапазоне 1–5 см/с. В работе [6] на основе данных 7 буев, которые работали в 2002–2009 гг., показано, что их средние скорости на глубинах 750–1550 м составили 2,2–2,7 см/с, на горизонте 500 м – 4 см/с. В работе [7], где рассматривались данные буев с парковочными горизонтами 200–1000 м за период 2005–2010 гг., было показано, что скорости течений с глубиной уменьшаются, а в летний период они слабее, чем в остальные сезоны. Рассчитанные скорости на глубине 750 м составляли до 10 см/с, на глубине 1000 м находились в диапазоне 1–5 см/с. В работе [8] для оценки скоростей использовался уже 10-летний массив измерений *Argo* (2005–2015 гг.), что позволило более детально рассмотреть динамику глубоководных течений Черного моря, однако в верхнем слое скорости не оценивались. При этом авторами были определены следующие значения скоростей: $3,6 \pm 0,4$ см/с на глубинах 350–600 м, $4,0 \pm 0,2$ см/с в слое 600–800 м, $5,7 \pm 0,6$ см/с в слое 800–1200 м и $3,5 \pm 0,2$ см/с в нижнем из рассмотренных слоев 1200–1600 м [8, с. 32]. По сравнению с указанной работой количество глубоководных наблюдений *Argo* к середине 2022 г. существенно увеличилось: минимум в 1,3 раза в слое глубже 1200 м и более чем в 5 раз в слое 800–1200 м. Для горизонта 200 м количество наблюдений увеличилось более чем в три раза по сравнению с количеством, используемым в наиболее обеспеченной соответствующими данными работе [7]: примерно от 1500 станций в 2015 г. до 4774 в 2022 г. В табл. 3 приведены результаты расчетов скоростей дрейфа буев-профиломеров *Argo* в разных слоях Черного моря. Количество рассчитанных векторов скорости оказалось меньше, чем количество выполненных станций, в связи с тем, что в ряде случаев не выполнялось условие нахождения буя между соседними станциями в одном слое. Такая ситуация возможна, в частности, при вхождении буя в течение рабочего цикла в зону с глубинами меньше его парковочного горизонта, и тогда полученный вектор скорости не может быть отнесен ни к одному из слоев.

Из табл. 3 видно, что наибольшее количество векторов скорости дрейфа рассчитано для слоя 200 ± 50 м, среднее значение с 95%-ной вероятностью находится в интервале $4,2 \pm 0,1$ см/с. В следующем слое 350–600 м количество рассчитанных векторов на порядок меньше, а средняя скорость составила 2,3 см/с, что ниже значения 4 см/с, указанного в работах [5, 6], и значений $3,6 \pm 0,2$ см/с из работы [8]. В трех более глубоких слоях средние скорости оказались несколько выше (2,9, 3,4 и 2,9 см/с соответственно). Таким образом, в слое 850–1200 м выявляется некоторое увеличение средней скорости, ранее полученное в [8] и в настоящей работе подтвержденное на существенно большем объеме данных. При этом с учетом доверительного интервала значения средней скорости в глубоководных слоях достаточно близкие и составляют ~ 3 см/с.

Статистика рассчитанных векторов скорости по слоям
Statistics of calculated velocity vectors by layers

Слои по глубине, м / Layer by depth, m	Количество станций / Number of stations	Количество векторов / Number of vectors	Средняя скорость, см/с / Mean velocity, cm/s	95%-ный доверительный интервал, см/с / 95% confidence interval, cm/s
150–250	4774	4695	4,2	±0,1
350 – 600	409	345	2,3	±0,2
600 – 850	1419	1348	2,9	±0,1
850 – 1200	820	772	3,4	±0,3
1200 – 1600	636	614	2,9	±0,2

На рис. 7 представлены карты рассчитанных скоростей дрейфа буев-профилемеров *Argo* в отдельных слоях моря. Согласно построенным диаграммам, в северной части моря во всех слоях преобладающее направление течений западное, а в южной – восточное, что согласуется с представлениями об общециклонической циркуляции в бассейне. Кроме основного направления в самом нижнем слое четко определяются также западное, северо-западное и юго-западное направления скоростей дрейфа. Значения скоростей в этом слое составляют преимущественно 2–4 см/с, но могут достигать и 10–12 см/с. В центральной части бассейна преобладает западный перенос (рис. 8) со скоростями 5–10 см/с и максимумом 15 см/с в слое 150–250 м (на основе данных о 1091 рассчитанном векторе скорости), со скоростями 2–5 см/с в слое 350–600 м (93 рассчитанных вектора) и 2–5 см/с в слое 600–800 м (354 вектора скорости). В целом рассчитанные характеристики дрейфа буев свидетельствуют о сложной структуре поля течений во всех слоях, в частности о наличии вихревых образований разного масштаба и знака завихренности.

Из рис. 9, который составлен на основе данных о среднемесячной за весь рассмотренный временной интервал скорости, можно видеть, что скорости дрейфа буев зимой почти на всех горизонтах выше, чем летом. Это является результатом сезонного усиления ветров над морем в зимний период [9, с. 26]. Показательными в этом отношении являются диаграммы для двух верхних слоев (рис. 9, *b, c*), которые вносят наибольший вклад в общее увеличение значений скорости (рис. 9, *a*). При этом максимум средних скоростей в верхнем слое отмечается в феврале (7 см/с), во втором слое (на глубинах 350–600 м) – в марте (6,5 см/с). Летом в двух верхних слоях скорости уменьшаются до 2,5–4 см/с. В слое 600–850 м (рис. 9, *d*) сезонный ход в значениях средних скоростей не выделяется, а средние за все время скорости дрейфа буев составляют ~2,9 см/с. При этом в нижележащих слоях, на глубинах > 850 м, летние значения скоростей (3–4 см/с) ниже, чем в другие сезоны года (до 6 см/с).

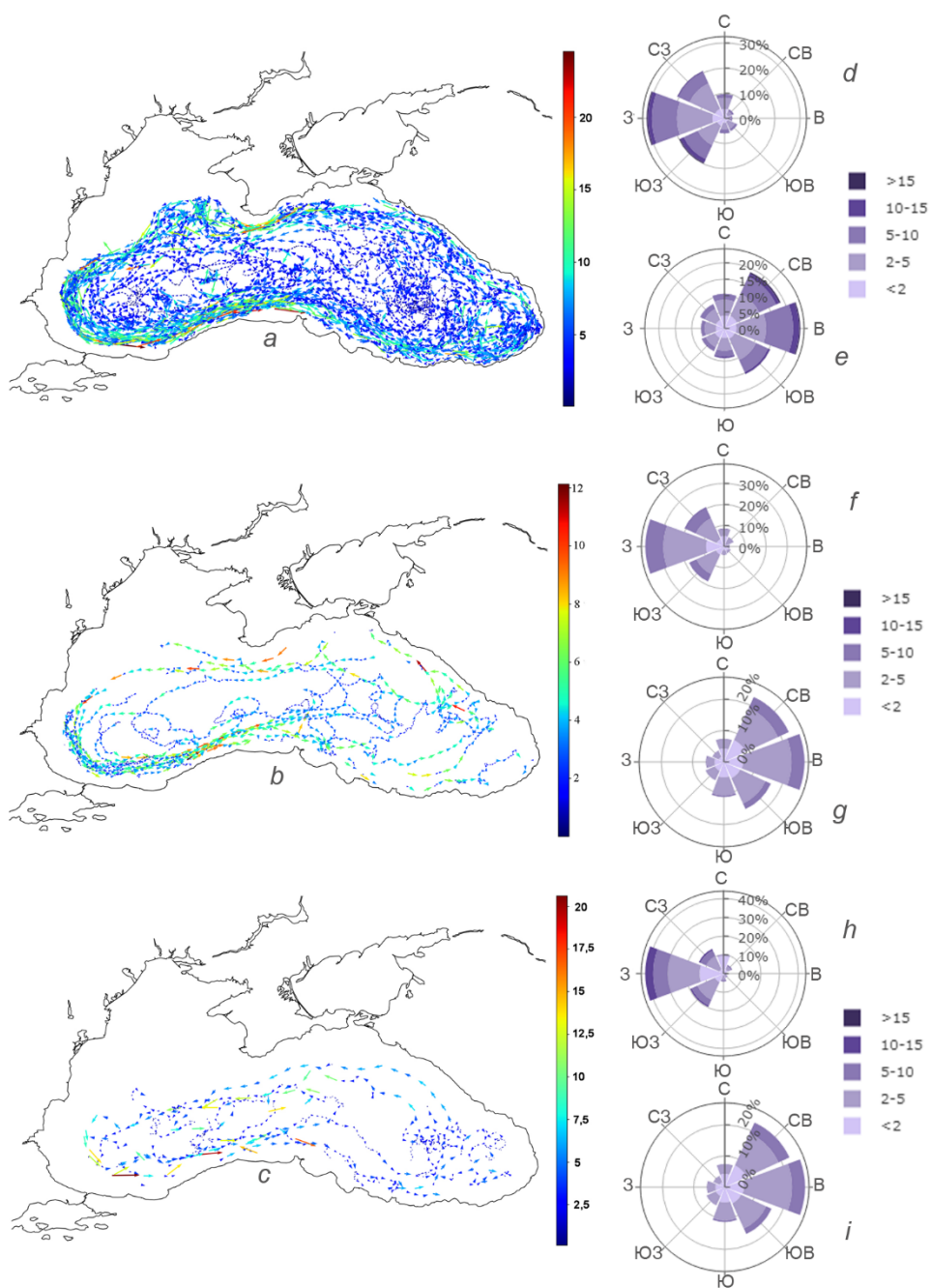


Рис. 7. Рассчитанные векторы скорости буев *Argo* (см/с) и соответствующие розы течений в слое 150–250 м (*a*), 600–850 м (*b*), 1200–1600 м (*c*) в северной (*d, f, h*) и южной (*e, g, i*) частях моря

Fig. 7. Calculated vectors of the *Argo* float velocities (cm/s) and the corresponding current roses in the 150–250 m (*a*), 600–850 m (*b*) and 1200–1600 m (*c*) layers in the northern (*d, f, h*) and southern (*e, g, i*) parts of the sea

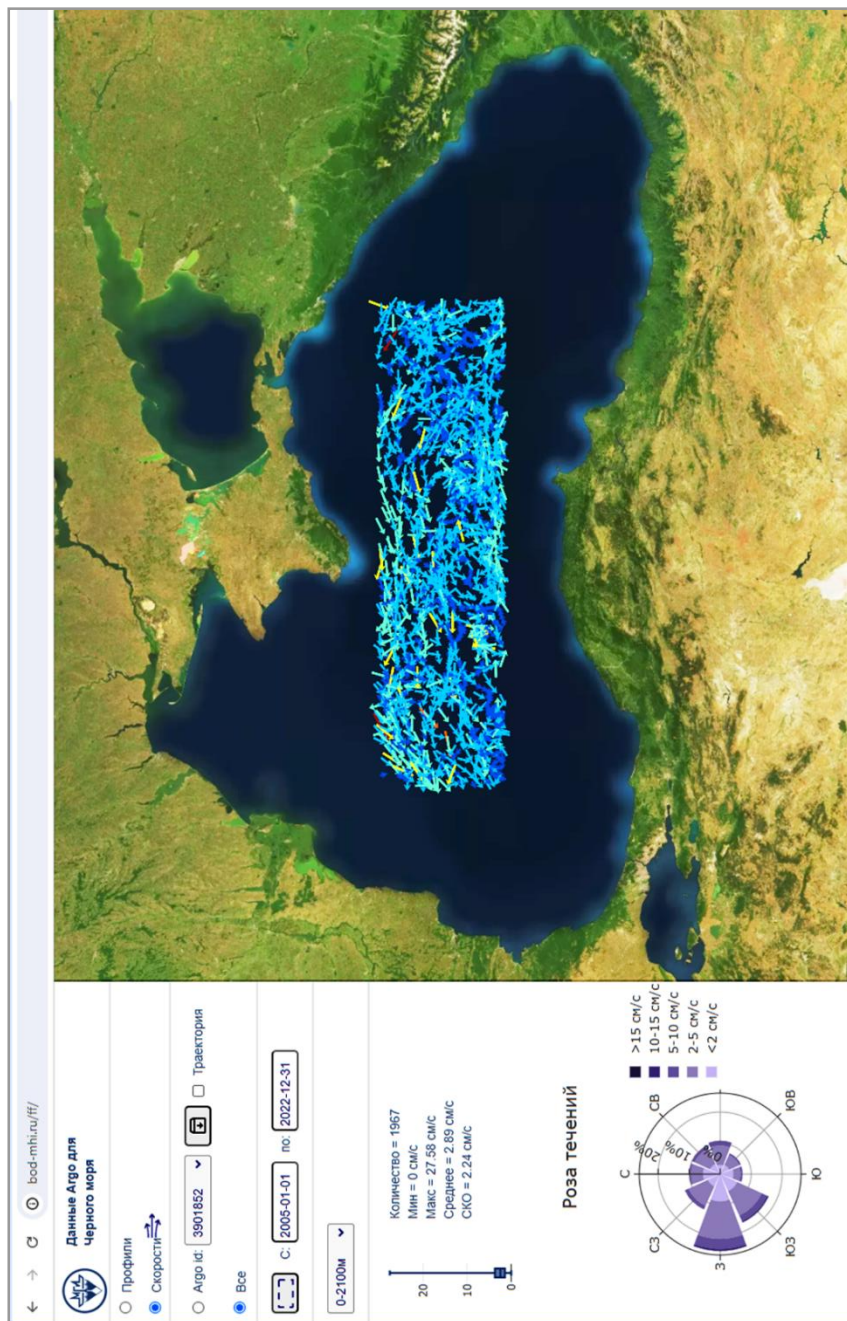
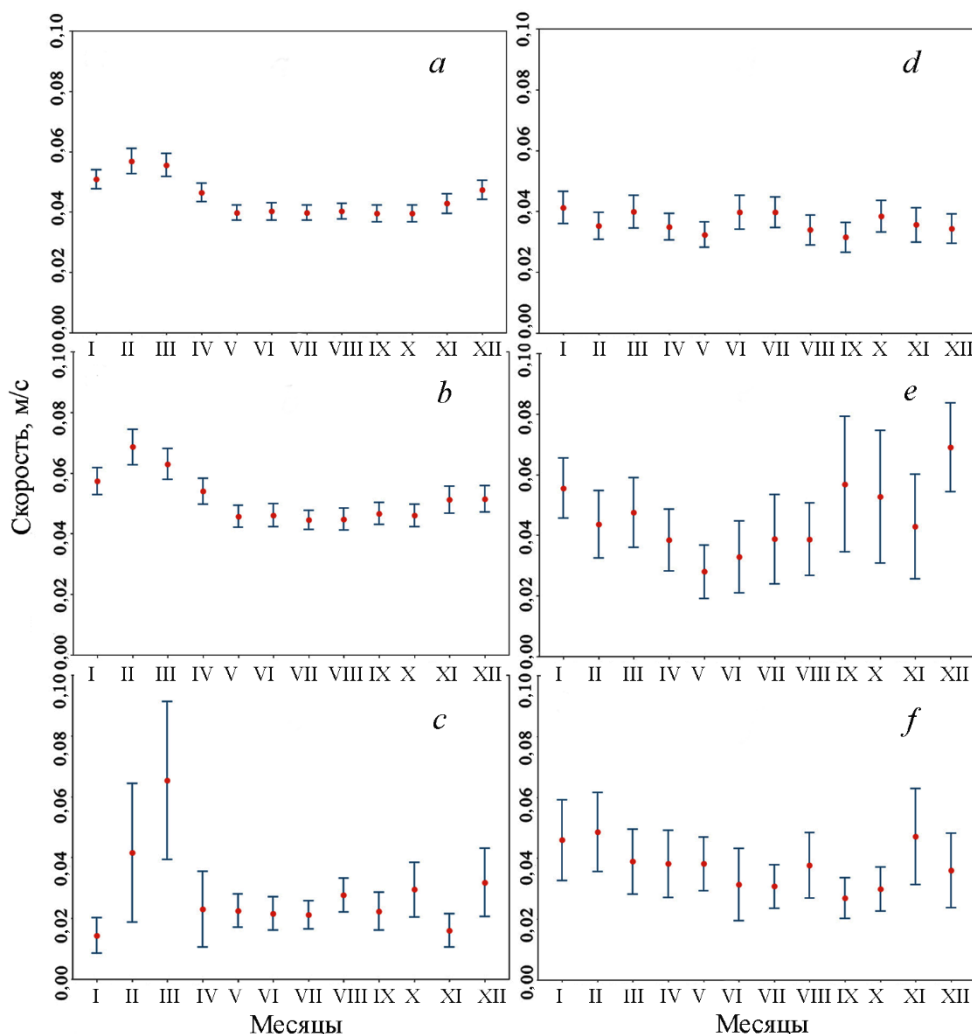


Рис. 8 Расчитанные векторы скорости буев *Argo* в центральной части моря во всех слоях и соответствующая роза течений
Fig. 8. Calculated vectors of the *Argo* float velocities in all the layers of the sea central part and the corresponding current rose



Р и с. 9. Сезонный ход скорости дрейфа буев *Argo* в Черном море (красные точки) с соответствующими доверительными интервалами (вертикальные отрезки): *a* – во всем объеме бассейна; *b* – в слое 150–250 м; *c* – в слое 350–600 м; *d* – в слое 600–850 м; *e* – в слое 850–1200 м; *f* – в слое 1200–1600 м

F i g. 9. Seasonal variation of the *Argo* float drift velocities in the Black Sea (red dots) with the corresponding confidence intervals (vertical segments): *a* – in the whole volume of the basin; *b* – in the 150–250 m layer; *c* – in the 350–600 m layer; *d* – in the 600–850 m layer; *e* – in the 850–1200 m layer and *f* – in the 1200–1600 m layer

Закключение

С использованием разработанной геоинформационной системы выполнены оценки скорости дрейфа буев-профилемеров *Argo*, которые осуществляли сбор океанографических данных в Черном море в 2005–2022 гг. Анализ скоростей выполнен на более полном массиве данных *Argo* по сравнению с ранее опубликованными работами, уточнены значения средней скорости, показаны особенности дрейфа в отдельных слоях моря. Обнаружено, что зимнее

увеличение скоростей буев в акватории Черного моря, связанное с сезонным усилением ветрового воздействия, проявляется не только в верхнем, но и в более глубоких слоях моря. Установлено, что в зимний период на глубинах > 850 м может наблюдаться 1,5–2-кратное возрастание значений средних скоростей относительно летних, а средние скорости в слое 350–600 м могут увеличиваться до 2–2,5 раза с четким максимумом в феврале – марте. Доминирующее западное направление движения буев в северной части моря на всех горизонтах, а в южной части – преимущественно восточное свидетельствуют о циклоническом характере циркуляции в бассейне. В центральной глубоководной части моря определяется преобладание западного направления скоростей дрейфа. Анализ векторов других направлений свидетельствует о неоднородности поля скорости, нестационарности течений и наличии вихревых образований разного масштаба во всех рассмотренных слоях.

Использование ГИС для анализа данных *Argo* существенно упрощает работу с океанографическими данными для региона Черного моря и их научный анализ. При этом ГИС предполагает возможность быстрого пересчета скоростей при поступлении новых данных наблюдений, включения в систему ряда дополнительных опций, а также возможность уточнения методики расчета скоростей на парковочной глубине с учетом различных оценок сноса буя при его всплытии/погружении.

В развитие системы предполагается добавление в нее функционала по визуализации данных дрейфтеров и измерителей течений *ADCP* для Черного моря и автоматическое пополнение базы данных новыми данными наблюдений буев *Argo*. Также возможна адаптация разработанной ГИС для других акваторий Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fifteen years of ocean observations with the global Argo array / S. C. Riser [et al.] // *Nature Climate Change*. 2016. Vol. 6, iss. 2. P. 145–153. <https://doi.org/10.1038/nclimate2872>
2. Argo Data 1999–2019: Two Million Temperature-Salinity Profiles and Subsurface Velocity Observations From a Global Array of Profiling Floats / A. P. S. Wong [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2020. Vol. 7. 700. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00700>
3. *Ollitrault M., Rannou J.-P.* ANDRO: An Argo-Based Deep Displacement Dataset // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2013. Vol. 30, iss. 4. P. 759–788. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00073.1>
4. An Advanced Method to Estimate Deep Currents from Profiling Floats / J. J. Park [et al.] // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2005. Vol. 22, iss. 8. P. 1294–1304. <https://doi.org/10.1175/JTECH1748.1>
5. *Korotaev G., Oguz T., Riser S.* Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1901–1910. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.017>
6. *Герасимова С. В., Лемешко Е. Е.* Оценка скоростей глубоководных течений по данным ARGO // *Системы контроля окружающей среды*. 2011. Вып. 15. С. 187–196. <https://msoe.ru/articles/2011/15-33/>
7. *Milanova M., Peneva E.* Deep Black Sea circulation described by Argo profiling floats // *Annual of Sofia University “St. Kliment Ohridski”, Faculty of Physics*. 2016. Vol. 109. 12 p. URL: https://www.phys.uni-sofia.bg/annual/archive/109/full/GSU-Fizika-109_02.pdf (date of access: 07.07.2024).

8. *Маркова Н. В., Багаев А. В.* Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профилемеров Argo // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 26–39. EDN WNAFSV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-26-39>
9. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
10. Undercurrents in the Northeastern Black Sea Detected on the Basis of Multi-Model Experiments and Observations / S. G. Demyshev [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9, iss. 9. 933. EDN QPOVKS. <https://doi.org/10.3390/jmse9090933>
11. *Zhuk E.* ARGO Black Sea Database: storage and visualization // Proceedings of SPIE / Eds. K. Themistocleous, D. G. Hadjimitsis, S. Michaelides, G. Papadavid. SPIE, 2023. Vol. 12786 : Ninth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2023). 127861Q. <https://doi.org/10.1117/12.2681583>

Об авторах:

Жук Елена Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 3814-6300**, **ORCID ID: 0000-0002-4263-7734**, **ResearcherID: JCD-8660-2023**, **Scopus Author ID: 57191412660**, elena.zhuk@mhi-ras.ru

Маркова Наталья Владимировна, старший научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физ.-мат. наук, **SPIN-код: 3625-6866**, **ORCID ID: 0000-0002-7123-6657**, **ResearcherID: Q-2638-2017**, **Scopus Author ID: 57198013260**, n.v.markova@mhi-ras.ru

Морской гидрофизический институт РАН

Подписку на очередные номера «Морского гидрофизического журнала» можно оформить по Интернет каталогу «Пресса по подписке» (индекс 93632).

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»
Тел.: +7 (8692) 54-02-23
Сайт «Морского гидрофизического журнала»: mgfj.ras.ru
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 15.08.2024 г. Дата выхода в свет 30.08.2024 г. Формат 70 × 108¹/₁₆.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.
Бумага офсетная. Тираж 100 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56