

ISSN 0233-7584

Том 41, № 5

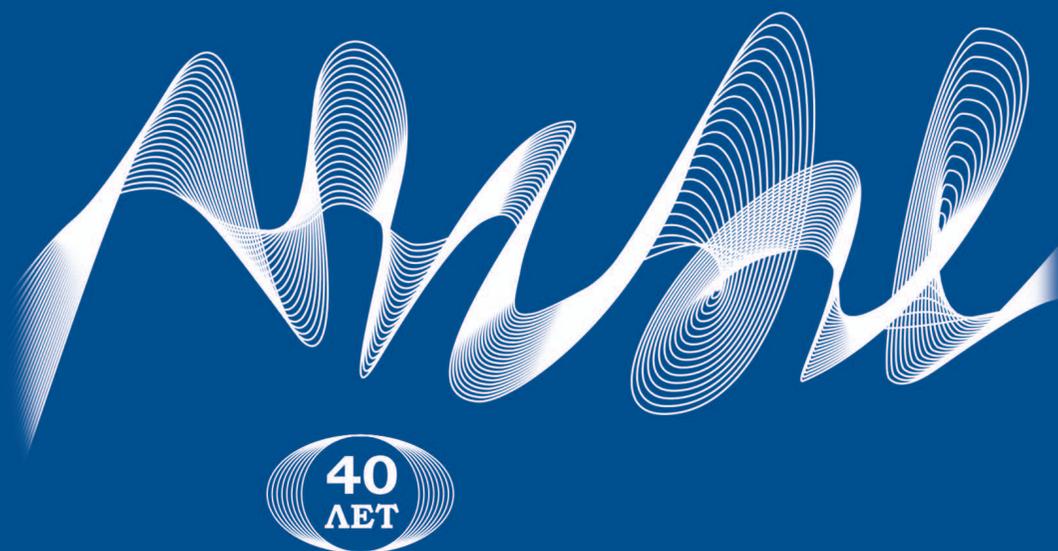
Сентябрь – Октябрь

2025



Морской гидрофизический журнал

mgfj.rf



1985

2025

ISSN 0233-7584

Том 41, № 5. 2025

Сентябрь – Октябрь

Сквозной номер выпуска – 245

Основан в январе 1985 года

Выходит 6 раз в год

Vol. 41, no. 5. 2025

September – October

Continuous issue – 245

Founded in January 1985

Publication frequency:

6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from

Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:

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

Scientific and theoretical journal

FOUNDER AND PUBLISHER:

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

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

Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН.

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.).

Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны.

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

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

Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus**.

Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ).

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

Является членом Crossref.

Плата за публикацию статей не взимается.

Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru

Сайт журнала: mifj.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)
- Букатов Антон Алексеевич** – ответственный секретарь, ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-1165-8428, journal@mhi-ras.ru (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** – зам. директора по научно-методической и образовательной работе ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Севастополь, Россия)
- Гертман Исаак** – глава департамента Израильского океанографического и лимнологического исследовательского центра, 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 Демури Ильич** – зав. сектором математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы, Институт геофизики им. М. Нодиа 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** – ведущий научный сотрудник. ТОИ ДВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Владивосток, Россия)
- Долгих Станислав Григорьевич** – заведующий лабораторией нелинейной гидрофизики и природных катастроф, ТОИ ДВО РАН, член-корреспондент РАН, д. т. н., ORCID ID: 0000-0001-9828-5929
- 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. Ширшова 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 Рашид Ахметзиевич** – главный научный сотрудник ИВМ РАН, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Москва, Россия)
- Иващенко Игорь Кондратьевич** – старший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. э. н. (Севастополь, Россия)
- Кныш Василий Васильевич** – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: B-3603-2018 (Севастополь, Россия)
- Коротасв 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** – зам. президента РАН, зам. академика-секретаря Отделения наук о Земле РАН – руководитель Секции океанологии, физики атмосферы и географии, научный руководитель ЮНЦ 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. Ширшова РАН, д. т. н., ResearcherID: K-8378-2017 (Москва, Россия)
- Рубино Анджело** – Ph.D., профессор Università Ca' Foscari, ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Венеция, Италия)
- Самодуров Анатолий Сергеевич** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: V-8642-2017 (Севастополь, Россия)
- Фомин Владимир Владимирович** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Севастополь, Россия)
- Шапиро Георгий Иосифович** – 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)
- Anton A. Bukatov** – Executive Editor, Leading Research Associate of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-1165-8428, journal@mhi-ras.ru (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. Demetrashvili** – 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** – Head Scientific Researcher of POI FEB of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Vladivostok, Russia)
- Stanislav G. Dolgikh** – Head of Laboratory of Nonlinear Hydrophysics and Natural Disasters, POI FEB of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0001-9828-5929 (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. Gryzain** – Head of Department, Chief Metrologist of SRC of the "Concern CSRI Elektropribor" JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics of ITMO University, Scopus Author ID: 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)
- Igor K. Ivashchenko** – Senior Scientist of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Econ.) (Sevastopol, Russia)
- Vasily V. Knysch** – 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, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)
- Nickolay A. Rimski-Korsakov** – Deputy Director (Marine Engineering) of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ResearcherID: K-8378-2017 (Moscow, Russia)
- Angelo Rubino** – Professor of Ca' Foscari University, Ph.D. (Phys. Oceanogr.), ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Venice, Italy)
- Anatoly S. Samodurov** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: V-8642-2017 (Sevastopol, Russia)
- Georgy I. Shapiro** – Head of Plymouth Ocean Forecasting Centre of the University of Plymouth, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof. in Phys. Oceanogr. (Plymouth, Great Britain)
- Naum B. Shapiro** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: A-8585-2017 (Sevastopol, Russia)
- Mikhail V. Shokurov** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Sevastopol, Russia)
- Elena F. Vasechkina** – Deputy Director of FSBSI FRC MHI, Chief Research Associate of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Sevastopol, Russia)
- Elizaveta V. Zabolotskikh** – Head Scientist Researcher of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), Scopus Author ID: 6506482460 (Saint Petersburg, Russian)
- Vladimir B. Zalesny** – Head Scientific Researcher of INM of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Moscow, Russia)
- Andrey G. Zatsepin** – Chief of Laboratory of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, 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 41, № 5. 2025

сентябрь – октябрь, 2025

ТЕРМОГИДРОДИНАМИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

- Слепышев А. А., Носова А. В.** Вертикальный поток импульса, обусловленный внутренними волнами 573

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Морозов А. Н.** Вертикальное перемешивание в нижней части основного пикноклина Черного моря..... 586

- Зуйкова Э. М., Тигченко Ю. А., Ковалдов Д. А., Караев В. Ю., Титов В. И.** Струнный волнограф с экранированным проводом для измерения волнения 599

- Долгих Г. И., Долгих С. Г., Иванов М. П., Пелиновский Е. Н., Талипова Т. Г.** Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний 611

- Моисеева Ю. А., Пургина Д. В., Поливанова Т. К.** Особенности химического состава вод устьевых областей рек Большого Сочи, северо-восточная часть Черного моря..... 631

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

- Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А.** Изменение характеристик двухфазной структуры морского льда под воздействием термических факторов в период его роста 646

- Цыганова М. В., Лемешко Е. М., Фомин В. В., Рябцев Ю. Н.** Моделирование распространения речного плюма в прибрежной зоне бесприливного моря..... 658

СПУТНИКОВАЯ ГИДРОФИЗИКА

- Суетин В. С., Королев С. Н.** Особенности результатов оптических наблюдений Черного моря из космоса летом 2015 года..... 681

- Заболотских Е. В., Шапрон Б.** Повышение пространственного разрешения каналов С-диапазона радиометра AMSR2 для мониторинга арктических морей с использованием каналов измерений на 36,5 ГГц 694



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

CONTENTS

Vol. 41, no. 5. 2025

September – October, 2025

THERMOHYDRODYNAMICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Slepyshev A. A., Nosova A. V. Vertical momentum transfer due to internal waves 573

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

Morozov A. N. Vertical mixing in the lower part of main pycnocline in the Black Sea 586

Zuikova E. M., Titchenko Yu. A., Kovaldov D. A., Karaev V. Yu., Titov V. I. String wave gauge with a shielded wire for wave measurements..... 599

Dolgikh G. I., Dolgikh S. G., Ivanov M. P., Pelinovsky E. N., Talipova T. G. Statistical characteristics of the background microseismic field 611

Moiseeva Yu. A., Purgina D. V., Polivanova T. K. Features of water chemical composition in the river mouths of the Bolshoi Sochi region, north-eastern part of the Black Sea 631

MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS

Zavyalov D. D., Solomakha T. A. Changes in the characteristics of two-phase structure of sea ice under the impact of thermal factors during the period of its growth 646

Tsyganova M. V., Lemeshko E. M., Fomin V. V., Ryabtsev Yu. N. Modeling of river plume propagation in the coastal zone of non-tidal sea..... 658

SATELLITE HYDROPHYSICS

Suetin V. S., Korolev S. N. Features of results of optical observations of the Black Sea from space in summer 2015 681

Zabolotskikh E. V., Chapron B. Enhancing the spatial resolution of the *AMSR2* C-band radiometer channels for monitoring the Arctic seas using the 36.5 Ghz measurement channels 694



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

Научная статья

УДК 551.466.8
EDN: WOJCXF

Вертикальный поток импульса, обусловленный внутренними волнами

А. А. Слепышев , А. В. Носова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 step55@mail.ru

Поступила в редакцию 12.11.2024; одобрена после рецензирования 28.02.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Исследован вертикальный перенос импульса внутренними волнами при учете турбулентной вязкости и диффузии на выходе из Гибралтарского пролива в Средиземное море.

Методы и результаты. В отличие от традиционного подхода, связывающего вертикальный перенос импульса с мелкомасштабной турбулентностью, в работе исследуется волновой механизм переноса. Волновое поле описывается классическими уравнениями гидродинамики стратифицированной несжимаемой жидкости со сдвиговым течением с учетом турбулентной вязкости и диффузии. Краевая задача для амплитуды вертикальной скорости внутренней волны, определяющая структуру моды, решается численно. В линейном приближении ее коэффициенты являются комплексными, что приводит к комплексному решению и, как следствие, к ненулевому вертикальному волновому потоку импульса. Исследуется влияние горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии на этот поток. Проведено сравнение трех моделей: с постоянными коэффициентами обмена (базовый случай); с коэффициентами обмена, зависящими от масштаба явления по закону «4/3»; с коэффициентами горизонтального обмена, учитывающими стратификацию. Показано, что при учете зависимости коэффициентов обмена от масштаба явления по закону «4/3» поток импульса по модулю выше, чем при постоянном значении коэффициентов, но ниже потоков с учетом стратификации. Та же закономерность сохраняется и для вертикальной составляющей скорости стокова дрейфа. Выбор коэффициентов обмена практически не влияет на горизонтальную составляющую скорости стокова дрейфа.

Выводы. Дисперсионные кривые внутренних волн не зависят от выбора коэффициентов обмена. Однако декремент затухания волны чувствителен к этому выбору: он выше по модулю, когда коэффициенты обмена зависят от масштаба явления по закону «4/3», по сравнению со случаем постоянных коэффициентов обмена, и еще выше по абсолютной величине при учете стратификации. Та же закономерность справедлива и для вертикального волнового потока импульса.

Ключевые слова: внутренние волны, волновой поток импульса, стоков дрейф, турбулентная вязкость, турбулентная диффузия

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

Для цитирования: Слепышев А. А., Носова А. В. Вертикальный поток импульса, обусловленный внутренними волнами // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 573–585. EDN WOJCXF.

© Слепышев А. А., Носова А. В., 2025

Vertical Momentum Transfer Due to Internal Waves

A. A. Slepyshev , A. V. Nosova

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

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the vertical momentum transfer by internal waves at the exit from the Strait of Gibraltar to the Mediterranean Sea with due regard for turbulent viscosity and diffusion.

Methods and Results. In contrast to the traditional approach relating vertical momentum transfer to small-scale turbulence, the present study examines the wave transport mechanism. The wave field is described by the classical equations of hydrodynamics for a stratified incompressible fluid with a shear flow with due regard for turbulent viscosity and diffusion. The boundary value problem for the amplitude of the vertical velocity of internal wave, which conditions the mode structure, is solved numerically. In the linear approximation, its coefficients are complex that leads to a complex solution and, consequently, to a non-zero vertical wave momentum flux. The impact of horizontal turbulent viscosity and diffusion on this flux is investigated. Three models are compared: the first one – with the constant exchange coefficients (basic case), the second – with the exchange coefficients depending on phenomenon scale according to the “4/3” law, and the third – with the coefficients of horizontal exchange taking into account stratification. It is shown that when the dependence of exchange coefficients on the phenomenon scale according to the “4/3” law is taken into account, the momentum flux is higher in magnitude than that with constant coefficients, but lower than the fluxes taking into account stratification. The same pattern holds for the vertical component of the Stokes drift velocity. The choice of exchange coefficients has virtually no effect on the horizontal component of the Stokes drift velocity.

Conclusions. The dispersion curves of internal waves are independent of the choice of exchange coefficients. However, the wave attenuation decrement is sensitive to this choice: it is higher in magnitude when the exchange coefficients depend on the phenomenon scale according to the “4/3” law as compared to the case of constant exchange coefficients, and even higher in absolute value when stratification is taken into account. The same pattern holds true for the vertical wave momentum flux.

Keywords: internal waves, wave momentum flux, Stokes drift, turbulent viscosity, turbulent diffusion

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2021-0004 “Fundamental research of oceanographic processes which determine the state and evolution of marine environment under the impact of natural and anthropogenic factors based on the observation and modeling methods”.

For citation: Slepyshev, A.A. and Nosova, A.V., 2025. Vertical Momentum Transfer Due to Internal Waves. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 589-600.

Введение

Вертикальный перенос импульса обычно связывался с мелкомасштабной турбулентностью, которая генерируется под действием ветра и течений, а также вследствие обрушений поверхностных и внутренних волн¹ [1–8]. Помимо обрушений внутренних волн следует указать на «мягкий» режим поддержания турбулентности, уже сгенерированной сдвигом скорости течения [9] во внутренней волне. Аналогично в сдвиговых течениях поток с чис-

¹ Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность. Ленинград : Гидрометеиздат, 1981. 320 с.

лами Ричардсона, близкими к критическим, может не разрушаться и поддерживать турбулентность [10]. В придонном слое мелкомасштабная турбулентность может генерироваться в придонном пограничном слое в результате воздействия неоднородностей рельефа дна на течения и приливы [11]. Следует отметить захват трехмерной внутренней волны наклонным дном, когда угол наклона дна таков, что вектор групповой скорости отраженной волны параллелен дну. В этом случае энергия захваченной внутренней волны переходит в турбулентность [12].

В сдвиговых течениях на критических слоях, где скорость течения равна фазовой скорости внутренней волны, могут возникать вихревые структуры типа «кошачьих глаз» [13, 14]. Внутренние волны малых амплитуд затухают под воздействием мелкомасштабной турбулентности, волны больших амплитуд затухают незначительно, но способны усиливать турбулентность [15, 16]. При распространении внутренних волн в горизонтально-неоднородном океане в область малых глубин происходит увеличение их амплитуды с последующим проявлением нелинейных эффектов и диссипации энергии волны в турбулентность. Аналогичный механизм наблюдается в горизонтально-неоднородном волноводе: распространение внутренней волны приводит к ее захвату и фокусировке с последующей диссипацией энергии в турбулентность [17]. Внутренние волны нередко распространяются в виде волновых пакетов [18, 19]. При распространении пакетов слабонелинейных внутренних волн генерируются средние течения, являющиеся эффектом второго порядка малости по амплитуде волны [20, 21]. На переднем и заднем фронтах волнового пакета вертикальная компонента скорости этого индуцированного течения имеет противоположные знаки, поэтому переноса по вертикали не происходит.

Внутренние волны даже без обрушений могут вносить вклад в вертикальный обмен. В диссипативной среде с учетом вязкости и диффузии внутренние волны затухают [22–24]. Фазовый сдвиг между колебаниями вертикальной и горизонтальной скоростей при учете турбулентной вязкости и диффузии отличен от $\pi/2$ и приводит к значениям вертикального волнового потока импульса, отличным от нуля [25–31]. Это обусловлено тем, что уравнение для собственной функции внутренних волн содержит комплексные коэффициенты, а решение соответствующей краевой задачи – комплексное [32, 33], при этом частота волны имеет малую мнимую часть² [34–39]. До недавнего времени считалось, что коэффициенты горизонтального турбулентного обмена постоянны и не зависят от масштаба явления [27–31]. В работе [26] учитывалась зависимость коэффициента горизонтального турбулентного обмена от масштаба явления по закону «4/3»^{3, 4}:

$$M = c_1 \cdot l^{4/3}. \quad (1)$$

² *Воротников Д. И.* Процессы переноса, обусловленные инерционно-гравитационными внутренними волнами : дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва, 2024. 108 с.

³ *Озмидов Р. В.* Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане. Москва : Наука, 1968. 200 с.

⁴ *Озмидов Р. В.* Диффузия примесей в океане. Ленинград : Гидрометеиздат, 1986. 278 с.

Коэффициент пропорциональности c_1 в этом законе никак не связывался со стратификацией; кроме того, рассматривался специальный случай, когда волна распространяется перпендикулярно потоку, с целью аналитического решения задачи при постоянной частоте плавучести.

В настоящей работе рассматриваются реальные профили стратификации и течения по данным натурного эксперимента на выходе из Гибралтарского пролива в сторону Средиземного моря, учитывается зависимость коэффициента горизонтального обмена от масштаба явления по закону «4/3», однако коэффициент c_1 пропорциональности в этом законе связывается с частотой Брента – Вайсяля. Основанием для этого служат данные дрейферного эксперимента, приведенные в работах [40, 41]. Согласно этим данным, коэффициент горизонтального обмена пропорционален произведению масштаба скорости V и масштаба длины L . Масштаб длины пропорционален бароклинному радиусу деформации Россби, который пропорционален средней по глубине частоте плавучести ⁵.

Целью настоящей работы является определение вертикального волнового потока импульса у внутренних волн при зависимости коэффициентов горизонтального обмена от масштаба явления по закону «4/3» и частоты плавучести.

Постановка задачи

В приближении Буссинеска рассматриваются свободные прогрессивные внутренние волны в безграничном море постоянной глубины при наличии сдвигового течения [25–31]. Если ранее коэффициенты горизонтального турбулентного обмена предполагались постоянными [25–31], то в настоящей работе они зависят от вертикальной координаты и горизонтального масштаба явления. В линейном приближении находятся амплитудные и дисперсионные характеристики внутренних волн, во втором порядке по амплитуде волны определяются вертикальный волновой поток импульса и компоненты скорости стокова дрейфа [25–27].

Система уравнений гидродинамики для волновых возмущений имеет следующий вид [25–31]:

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} + w \frac{d\mathbf{U}^0}{dx_3} = -\frac{1}{\bar{\rho}_0} \nabla P + \mathbf{g} \frac{\rho}{\bar{\rho}_0} + K \Delta_h \mathbf{u}, \quad (2)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + (\mathbf{u}\nabla)\rho_0 = M \Delta_h \rho, \quad (3)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{u} = 0, \quad (4)$$

где $\mathbf{u}(u, v, w)$ – вектор волновых возмущений скорости течения; ось x декартовой трехмерной системы координат направлена вдоль среднего плоскопараллельного течения, ось z направлена противоположно вектору ускорения свободного падения \mathbf{g} ; $\mathbf{U}^0 (U_0(z), 0, 0)$ – вектор скорости среднего течения;

⁵ Белоненко Т. В., Новоселова Е. В. Метод оценки бароклинного радиуса деформации Россби : учебное пособие. Санкт-Петербург : СПбГУ, 2019. 25 с.

ρ , P – волновые возмущения плотности и давления [25–39]; $\rho_0(z)$ – невозмущенная средняя плотность; K , M – коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии; действие оператора $\frac{D}{Dt}$ раскрывается как $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + ((\mathbf{u} + \mathbf{U}^0) \nabla)$ [25–39]. Граничные условия на поверхности и на дне: условия «твердой крышки» [22, 25–39] и условие «гладкого скольжения» [23, 25–31].

Линейное приближение. Решения линейного приближения для прогрессивной волны имеют следующий вид [25–39]:

$$\{\mathbf{u}, P, \rho\} = A\{\mathbf{u}_1(z), P_1(z), \rho_1(z)\} \exp(i(kx - \omega t)) + \text{с.с.} \quad (5)$$

Подстановка формулы (5) в систему (2)–(4) приводит к системе уравнений, связывающей амплитудные функции u_1 , ρ_1 , P_1 с w_1 [25–31]:

$$\begin{aligned} u_1 &= \frac{i}{k} \frac{dw_1}{dz}, & \Omega &= \omega - k \cdot U_0, \\ \frac{P_1}{\rho_0(0)} &= \frac{i}{k} \left[\frac{\Omega}{k} \frac{dw_1}{dz} + \frac{dU_0}{dz} w_1 + ikK \frac{dw_1}{dz} \right], \\ \rho_1 &= \frac{w_1}{i\Omega - k^2 M} \frac{d\rho_0}{dz}, & v_1 &= 0. \end{aligned}$$

Амплитудная функция вертикальной скорости $w_1(z)$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{d^2 w_1}{dz^2} + a(z) \frac{dw_1}{dz} + b(z) w_1 = 0, \quad (6)$$

где

$$a(z) = \frac{ik^2}{\Omega + ik^2 K} \cdot \frac{\partial K}{\partial z}, \quad b(z) = k^2 \left[\frac{N^2}{(\Omega + ik^2 M)(\Omega + ik^2 K)} + \frac{\frac{d^2 U_0}{dz^2}}{k(\Omega + ik^2 K)} - 1 \right],$$

$N^2 = -\frac{g}{\rho_0(0)} \frac{d\rho_0}{dz}$ – квадрат частоты плавучести ² [25–39].

Граничные условия для функции $w_1(z)$ [25–39]:

$$w_1(0) = w_1(-H) = 0. \quad (7)$$

Нелинейные эффекты. Две компоненты скорости стокова дрейфа определяются по формулам [42, 25–31])

$$u_s = \frac{A_1 A_1^*}{k} \left[\frac{1}{\omega} \frac{d}{dz} \left(w_1 \frac{dw_1^*}{dz} \right) + \text{c.c.} \right], \quad (8)$$

$$w_s = i A_1 A_1^* \left[\frac{1}{\omega} - \frac{1}{\omega^*} \right] \frac{d}{dz} (w_1 w_1^*), \quad (9)$$

где $A_1 = A \exp(\delta \omega \cdot t)$, $\delta \omega = \text{Im}(\omega)$. Учет турбулентной вязкости и диффузии приводит к тому, что частота волны имеет малую мнимую часть и вертикальная составляющая скорости стокова дрейфа (9) не равна нулю [25–31]. Влияние турбулентной вязкости и диффузии на горизонтальную компоненту скорости стокова дрейфа (8) рассматривается ниже.

Вертикальный волновой поток импульса \overline{uw} определяется по формуле ² [25–27, 29, 31–35, 38]

$$\overline{uw} = \frac{i}{k} |A_1|^2 \left(w_1^* \frac{dw_1}{dz} - w_1 \frac{dw_1^*}{dz} \right). \quad (10)$$

Решение краевой задачи (6), (7) – комплексное, поэтому поток импульса \overline{uw} (10) отличен от нуля.

Результаты расчетов и их анализ

Для расчета вертикального волнового потока импульса используем данные натурального эксперимента в Гибралтарском проливе [43]. На полигоне эксперимента как дистанционными методами, так и с помощью контактных измерений регистрировали интенсивные внутренние волны с амплитудой до 16 м. Была выявлена первая мода с периодом 14 мин, причем оценка фазовой скорости по данным измерений и теоретические расчеты с помощью численного решения уравнения Тейлора – Гольдштейна для профилей скорости течения и частоты плавучести (рис. 1) продемонстрировали хорошее согласие [43].

Ранее нами предполагалось, что на рассматриваемых масштабах $M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. В настоящей работе учитывается зависимость коэффициента горизонтального турбулентного обмена от масштаба явления и частоты Брента – Вайсяля. Отметим, что стратификация препятствует вертикальному обмену и подавляет мелкомасштабную турбулентность, однако не препятствует горизонтальному обмену, а, напротив, даже усиливает его [44]. На это указывают данные натурального эксперимента по определению коэффициентов горизонтального турбулентного обмена [45]. Полученные вертикальные распределения этого коэффициента указывают на его увеличение в области пикноклина при отсутствии циклонов. Поэтому применим модифицированную формулу Райли [44]

$$M = M_0 \left(1 + \frac{N(z)}{N_0} \right), \quad (11)$$

где M_0 – коэффициент горизонтального турбулентного обмена в однородной жидкости, зависящий от масштаба явления l по закону «4/3»:

$$M_0 = c_1 \cdot l^{4/3}, \quad (12)$$

здесь коэффициент c_1 по данным измерений в большом бассейне равен $0,01 \text{ см}^{2/3} \cdot \text{с}^{-1}$ (согласно работе ³). Из формул (11), (12) находим коэффициент горизонтального турбулентного обмена при наличии стратификации:

$$M = c_1 \left(1 + \frac{N(z)}{N_0} \right) \cdot l^{4/3} = C_1' \cdot l^{4/3}. \quad (13)$$

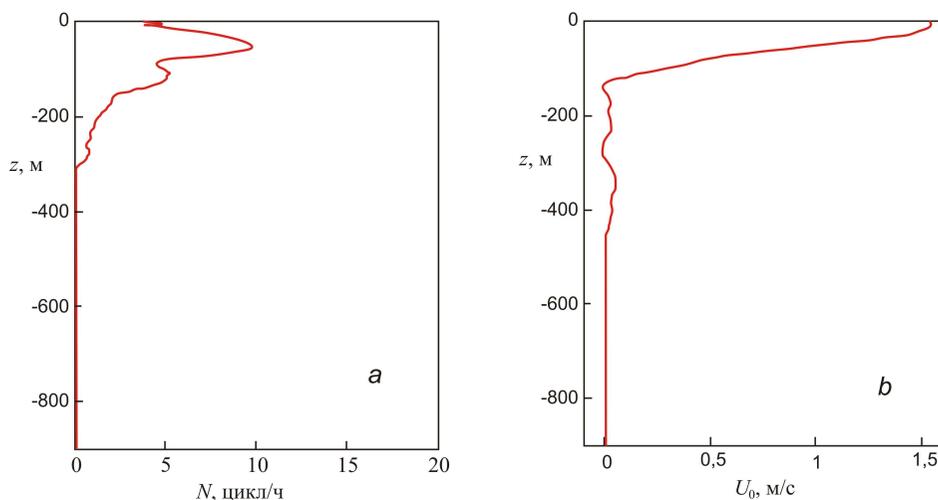
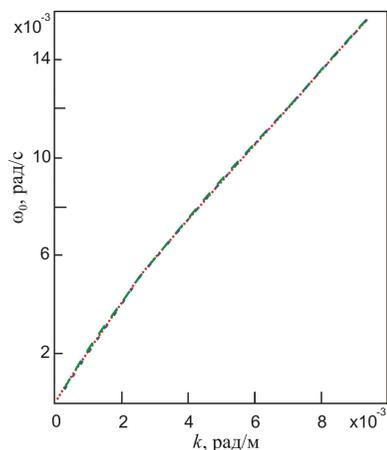


Рис. 1. Зависимость частоты плавучести (а) и скорости течения (б) от вертикальной координаты
Fig. 1. Dependence of buoyancy frequency (a) and current velocity (b) on the vertical coordinate

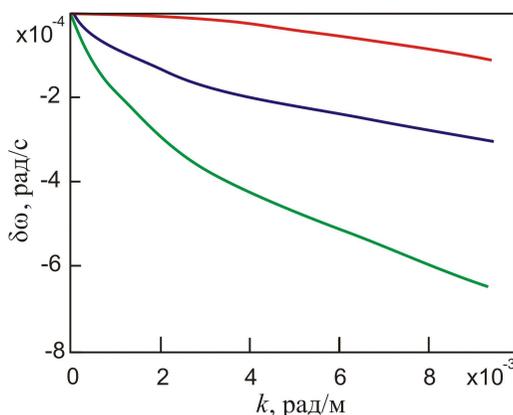
Здесь $N(z)$ – частота Брента – Вэйсяля, цикл/ч, $N_0 = 5$ цикл/ч. Такое значение N_0 обеспечивает попадание эмпирических значений коэффициента c_1 (см. работу ³ и [46]) в закон «4/3» (1) в интервал изменения функции $C_1'(z)$. Под масштабом явления в формулах (1), (13) будем понимать длину волны, т. е. $l = 2\pi/k$. Краевая задача (6), (7) решается численно по неявной схеме Адамса второго порядка при $K = 2M$ [26]. Для фиксированной действительной части частоты волны ω_0 волновое число и декремент затухания волны находятся методом пристрелки ² [25–31, 34–39]. Сравниваются результаты расчетов с коэффициентом турбулентного обмена – фиксированным ($M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$) и зависящим от масштаба явления по закону «4/3», как при постоянном значении $c_1 = 0,01 \text{ см}^{2/3} \cdot \text{с}^{-1}$ в формуле (1), так и в случае зависимости (формула (13)) коэффициента обмена от стратификации.

На рис. 2 представлены дисперсионные кривые первой моды для этих трех случаев. Дисперсионные кривые почти совпадают, т. е. действительная часть частоты нечувствительна к зависимости (1) коэффициента обмена от масштаба l и зависимости (13) коэффициента обмена от частоты плавучести. Зато мнимая часть частоты волны заметно зависит от выбора коэффициента горизонтального турбулентного обмена (рис. 3).



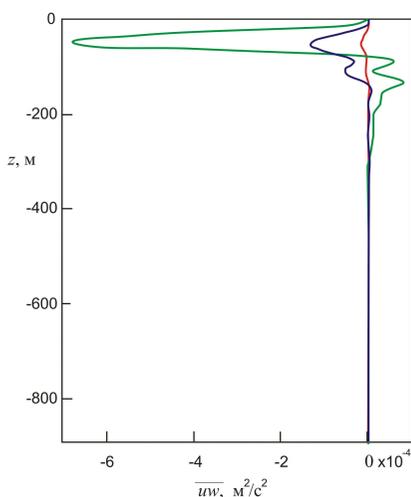
Р и с. 2. Дисперсионные кривые первой моды внутренних волн при трех вариантах выбора коэффициента горизонтального турбулентного обмена

F i g. 2. Dispersion curves of the first mode of internal waves at three variants for choosing the coefficient of horizontal turbulent exchange



Р и с. 3. Зависимость декремента затухания волны от волнового числа при трех значениях коэффициента горизонтального обмена M : равного $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (красная кривая); рассчитанного по формуле (1) (синяя кривая) и по формуле (13) (зеленая кривая)

F i g. 3. Dependence of the wave attenuation decrement on wave number for three values of the horizontal exchange coefficient M : $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (red curve); calculated using formula (1) (blue curve) and using formula (13) (green curve)



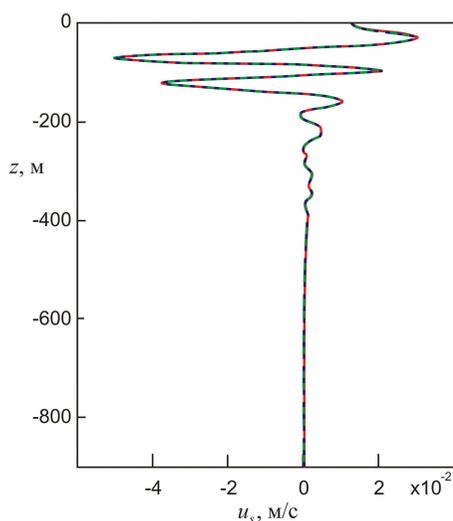
Р и с. 4. Профили вертикального волнового потока импульса \overline{uw} при коэффициентах обмена M : равного $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (красная кривая); рассчитанного по формуле (1) (синяя кривая) и по формуле (13) (зеленая кривая)

F i g. 4. Profiles of the vertical wave momentum flux \overline{uw} at the exchange coefficients M : $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (red curve); calculated using formula (1) (blue curve) and using formula (13) (green curve)

Далее будем полагать, что постоянным коэффициентам обмена соответствует вариант 1, коэффициентам обмена, зависящим от масштаба явления по закону «4/3», соответствует вариант 2, а варианту 3 соответствует формула (13), учитывающая зависимость коэффициента горизонтального турбулентного обмена от частоты Брента – Вейселя. Декремент затухания волны в варианте 2 (синяя кривая) на рис. 3 больше по модулю, чем в варианте 1 (красная кривая), и меньше, чем в варианте 3 (зеленая кривая). Волновое число 14-минутных внутренних волн низшей моды составляет $3,96 \cdot 10^{-3}$ рад/м [27, 30]. Нормирующий множитель A_1 находится по известному значению максимальной амплитуды вертикальных смещений 2 [25–39].

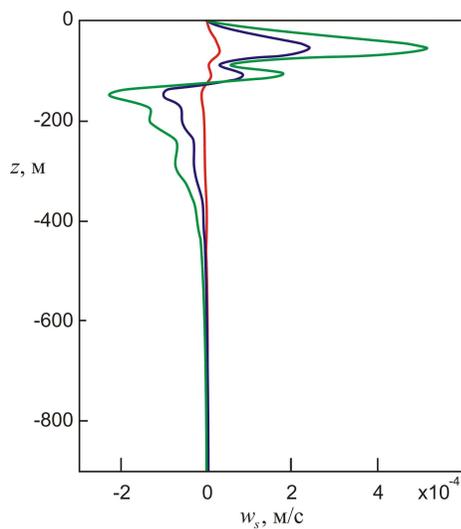
Аналогичные расчеты для трех вариантов выбора коэффициента турбулентного обмена выполнены для вертикального волнового потока импульса \overline{uw} (10) у 14-минутных внутренних волн первой моды (рис. 4).

В варианте 2, когда коэффициент турбулентного обмена зависит от масштаба явления по формуле (1), вертикальный волновой поток импульса заметно выше по абсолютной величине, чем в варианте 1, при $M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, и меньше по модулю потока импульса в варианте 3. Аналогичным образом выполнены и расчеты для двух компонент скорости стокова дрейфа для рассматриваемых трех вариантов выбора коэффициентов турбулентного обмена (рис. 5, 6).



Р и с. 5. Вертикальное распределение горизонтальной составляющей скорости стокова дрейфа

F i g. 5. Vertical distribution of horizontal component of the Stokes drift velocity



Р и с. 6. Зависимость вертикальной компоненты скорости стокова дрейфа от глубины для трех значений коэффициента горизонтального обмена M : равного $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (красная кривая); рассчитанного по формуле (1) (синяя кривая) и по формуле (13) (зеленая кривая)

F i g. 6. Dependence of vertical component of the Stokes drift velocity on depth for three values of the horizontal exchange coefficient M : $1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (red curve); calculated using formula (1) (blue curve) and using formula (13) (green curve)

Как видим, выбор коэффициента обмена почти не влияет на горизонтальную компоненту скорости стокова дрейфа (8). На рис. 6 представлены результаты расчета вертикальной составляющей скорости стокова дрейфа (9). Эта компонента скорости в варианте 1 выбора коэффициентов обмена по модулю меньше, чем в варианте 2, а в последнем, в свою очередь, меньше, чем в варианте 3.

Заключение

Вертикальный волновой поток импульса у внутренних волн при учете горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии отличен от нуля. Это связано с тем, что уравнение для амплитуды вертикальной скорости содержит комплексные коэффициенты и решение краевой задачи (6), (7) – комплексное. Частота волны комплексная и имеет малую мнимую часть – декремент затухания волны, который находится в ходе решения этой краевой задачи. Между компонентами волновых возмущений скорости существует сдвиг фаз, отличный от $\pi/2$, что приводит к отличному от нуля значению вертикального волнового потока импульса. При постоянном коэффициенте турбулентного обмена $M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ вертикальный волновой поток импульса заметно меньше по модулю, чем при коэффициенте обмена, зависящем от масштаба явления по формуле (1). В свою очередь, в последнем случае поток импульса заметно меньше по абсолютной величине, чем при коэффициенте обмена, задаваемом формулой (13), учитывающей стратификацию. На дисперсионных кривых выбор коэффициента обмена почти не сказывается, однако декремент затухания волны чувствителен к этому выбору. Декремент затухания волны при $M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ по модулю наименьший, он увеличивается в случае, когда коэффициент обмена определяется по формуле (1), и становится наибольшим по абсолютной величине при расчете по формуле (13) при постоянном волновом числе. Горизонтальная компонента скорости стокова дрейфа почти не зависит от выбора коэффициента турбулентного обмена, в то время как вертикальная компонента заметно выше по абсолютной величине, когда коэффициент турбулентного обмена зависит от масштаба явления по формуле (1), по сравнению с вариантом, когда постоянный коэффициент обмена $M = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Зависимость (13), учитывающая влияние стратификации на коэффициент вертикального турбулентного обмена, дополнительно увеличивает вертикальную компоненту скорости стокова дрейфа. Вертикальная компонента скорости стокова дрейфа играет существенную роль в вертикальном переносе тепла и соли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Озмидов Р. В.* О турбулентном обмене в устойчиво стратифицированном океане // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1, № 8. С. 853–860.
2. *Wunsch C., Ferrari R.* Vertical mixing, energy, and the general circulation of the ocean // Annual Review of Fluid Mechanics. 2004. Vol. 36, iss. 1. P. 281–314. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
3. *Holford J. M., Linden P. F.* Turbulent mixing in a stratified fluid // Dynamics of Atmosphere and Oceans. 1999. Vol. 30, iss. 2–4. P. 173–198. [https://doi.org/10.1016/S0377-0265\(99\)00025-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0265(99)00025-1)
4. *Самодуров А. С., Любицкий А. А., Пантелеев Н. А.* Вклад опрокидывающихся внутренних волн в структурообразование, диссипацию энергии и вертикальную диффузию в океане // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 3. С. 14–27.
5. *Подымов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г.* Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 546–559. EDN ZCRXXJ. <https://doi.org/10.7868/S0030157417040049>
6. *Охотников И. Н., Пантелеев Н. А.* Сдвиговая неустойчивость внутренних волн и вертикальный обмен в океане // Морской гидрофизический журнал. 1985. № 3. С. 13–20.

7. *Desabies Y., Smith W. K.* Statistics of Richardson number and instability in oceanic internal waves // *Journal of Physical Oceanography*. 1982. Vol. 12, № 11. P. 1245–1269. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1245:SORNAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1245:SORNAI>2.0.CO;2)
8. Влияние динамики течений на гидрологическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ.
9. Interaction of internal waves and turbulence in the upper layer of the ocean / A. V. Ivanov [et al.] // *Dynamics of Atmospheres and Ocean*. 1984. Vol. 7, № 4. P. 221–232. EDN XMUZZM. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(83\)90006-4](https://doi.org/10.1016/0377-0265(83)90006-4)
10. Простое описание турбулентного переноса в стратифицированном сдвиговом потоке применительно к описанию термогидродинамики внутренних водоемов / И. А. Соустова [и др.] // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56, № 6. С. 689–699. EDN FCUZWC. <https://doi.org/10.31857/S0002351520060103>
11. *Itsweire E. C., Helland K. N., Van Atta C. W.* The evolution of grid-generated turbulence in a stably stratified fluid // *Journal of Fluid Mechanics*. 1986. Vol. 162, iss. 2. P. 299–338. <https://doi.org/10.1017/S0022112086002069>
12. Role of internal waves in the generation of nepheloid layers on the northwestern Alboran slope: Implication for continental margin shaping / P. Puig [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. 2004. Vol. 109, iss. C9. C09011. <https://doi.org/10.1029/2004JC002394>
13. *Kelly R. E., Maslowe S. A.* The non-linear critical layer in a slightly stratified shear flow // *Studies in Applied Mathematics*. 1970. Vol. 49, iss. 4. P. 301–326.
14. *Robinson J. L.* The inviscid nonlinear instability of parallel shear flows // *Journal of Fluid Mechanics*. 1974. Vol. 63, iss. 4. P. 723–752.
15. *Ostrovsky L. A., Zaboriskikh D. V.* Damping of internal gravity waves by small-scale turbulence // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. Vol. 26, iss. 3. P. 388–397.
16. *Druzhinin O. A., Ostrovsky L. A.* Dynamics of turbulence under the effect stratification and internal waves // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2015. Vol. 22, iss. 3. P. 337–348. <https://doi.org/10.5194/npg-22-337-2015>
17. *Бадулин С. И., Цимринг Л. Ш., Шпира В. И.* Захват и вертикальная фокусировка внутренних волн в пикноклине горизонтальными неоднородностями стратификации и течений // *Доклады АН СССР*. 1983. Т. 273, № 2. С. 459–463.
18. *Булатов В. В., Владимиров Ю. В.* Волны в стратифицированных средах. Москва : Наука, 2015. 735 с.
19. Внутренние волны в районе Гераклеийского полуострова: моделирование и наблюдение / В. А. Иванов [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. С. 322–340. EDN SOBBLG. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-4-322-340>
20. К теории нестационарных слабонелинейных внутренних волн в стратифицированной жидкости / Ю. Д. Борисенко [и др.] // *Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1976. Т. 12, № 3. С. 293–301.
21. *Grimshaw R.* The modulation of an internal gravity wave packet and the resonance with the mean motion // *Studies in Applied Mathematics*. 1977. Vol. 56, iss. 3. P. 241–266. <https://doi.org/10.1002/sapm1977563241>
22. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. Москва : Мир, 1981. Ч. 2. 365 с.
23. *Le Blond P. H.* On damping of internal gravity waves in a continuously stratified ocean // *Journal of Fluid Mechanics*. 1966. Vol. 25, iss. 1. P. 121–142. <https://doi.org/10.1017/S0022112066000089>
24. *Островский Л. А., Соустова И. А.* Верхний перемешанный слой как сток энергии внутренних волн // *Океанология*. 1979. Т. 19, вып. 6. С. 973–981.
25. *Слепышев А. А.* Вертикальные перенос импульса внутренними волнами при учете турбулентной вязкости и диффузии // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52, № 3. С. 342–350. EDN WALSFY. <https://doi.org/10.7868/S0002351516030111>

26. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в сдвиговом потоке при учете турбулентной вязкости и диффузии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 5. С. 504–511. EDN OSUVED. <https://doi.org/10.31857/S000235152205011X>
27. *Слепышев А. А., Носова А. В.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в западной части Средиземного моря // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 4. С. 358–371. EDN XJNRJF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-4-358-371>
28. *Слепышев А. А.* Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на морском шельфе // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2023. № 3. С. 111–124. EDN TMNYOX. <https://doi.org/10.31857/S1024708422600749>
29. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса инерционно-гравитационными внутренними волнами на течении при учете турбулентной вязкости и диффузии // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2022. № 2. С. 77–86. EDN OYOVJK. <https://doi.org/10.31857/S0568528122020098>
30. *Слепышев А. А., Носова А. В.* Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами при учете турбулентной вязкости и диффузии // Морской гидрофизический журнал. 2020, Т. 36, № 1. С. 5–19. EDN IZIVIK. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-5-19>
31. *Слепышев А. А.* Вертикальные потоки, обусловленные слабонелинейными внутренними волнами в бароклинном течении // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 1. С. 64–78. EDN VBUSQD.
32. *Слепышев А. А., Лактионова Н. В.* Вертикальный перенос импульса внутренними волнами в сдвиговом потоке // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 6. С. 194–200. EDN ZDIYNQ. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556194-200>
33. *Слепышев А. А., Шадт М. А.* Влияние нетрадиционного приближения на перенос импульса внутренними волнами в сдвиговом потоке // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60, № 5. С. 601–610. EDN HYEKQK. <https://doi.org/10.31857/S0002351524050035>
34. *Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса инерционно-гравитационными внутренними волнами на двумерном сдвиговом течении // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 4. С. 279–287.
35. *Анкудинов Н. О., Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса в двумерном потоке // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 39–47. EDN UADMVN. <https://doi.org/10.31857/S0568528121030026>
36. *Слепышев А. А., Воротников Д. И.* Вертикальные потоки тепла и соли, обусловленные инерционно-гравитационными внутренними волнами на морском шельфе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 4. С. 532–541. EDN ZBPXRX. <https://doi.org/10.7868/S0003351517040110>
37. *Багатинский В. А., Слепышев А. А.* Вертикальный перенос импульса слабонелинейными инерционно-гравитационными внутренними волнами // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2016. № 5. С. 17–28. EDN WRJJGL. <https://doi.org/10.7868/S0568528116050042>
38. *Слепышев А. А., Анкудинов Н. О.* Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на сдвиговом течении // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 180–197. EDN HTYLSO.
39. *Slepyshev A. A., Vorotnikov D. I.* Generation of Vertical Fine Structure by internal waves in a Shear Flow // Open Journal of Fluid Dynamics. 2019. Vol. 9. P. 140–157. <https://doi.org/10.4236/ojfd.201992010>
40. *Zhubas V., Oh I. S.* Lateral diffusivity and Lagrangian scales in the Pacific ocean as derived from drift data // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C5. 3141. <https://doi.org/10.1029/2002JC001596>
41. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейферным данным / В. М. Журбас [и др.] // Океанология. 2004. Т. 44, № 1. С. 34–48. EDN OWJSRJ.

42. *Longuet-Higgins M. S.* On the transport of mass by time varying ocean current // *Deep-Sea Research*. Vol. 16, iss. 5. P. 431–447. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(69\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(69)90031-X)
43. *Watson G.* Internal waves in a stratified shear flow: the Strait of Gibraltar // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, iss. 2. P. 509–517. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<0509:IWIASS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<0509:IWIASS>2.0.CO;2)
44. *Riley G.* Parameters of turbulence in the sea // *Journal of Marine Research*. 1951. Vol. 10, iss. 3. P. 267–287.
45. *Пермяков М. С., Тархова Т. И., Сергиенко А. С.* Оценка горизонтальных коэффициентов турбулентного обмена в северо-западной части Тихого океана // *Исследовано в России*. 2005. Т. 8. С. 860–869. EDN MESHKZ. URL: <http://zhurnal.ape.relan.ru/articles/2005/082.pdf> (дата обращения: 20.09.2025).
46. *Немченко В. И.* Исследование горизонтальной турбулентной диффузии в Атлантическом океане // *Океанология*. 1964. Т. 4, вып. 5. С. 805–808.

Об авторах:

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

Носова Анна Владимировна, ведущий инженер-исследователь отдела турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (Россия, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, 2), **SPIN-код: 9710-0310**

Научная статья

УДК 551.465
EDN: WNMFEK

Вертикальное перемешивание в нижней части основного пикноклина Черного моря

А. Н. Морозов

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

Поступила в редакцию 07.11.2024; одобрена после рецензирования 18.02.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в нижней части основного пикноклина в районе континентального склона и в глубоководной зоне Черного моря – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Использованы данные, собранные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем в центральном секторе северной части Черного моря с 30 июня по 18 июля 2016 г. Профили температуры, солёности и скорости течения измерялись CTD/LADCP-зондами. Предложен способ применения параметризации G03 для слоя толщиной ~ 200 м между изопикнами со значениями условной плотности 15,5 и 16,8 кг/м³. Для подавления шумов измерения использовались изопикническое осреднение по ансамблю станций и аппроксимация результирующих профилей параметров степенными функциями. Различие передаточных функций обработки CTD- и LADCP-данных учитывалось при интегрировании канонического спектра внутренних волн. По данным 20 глубоководных станций получен изопикнически осреднённый профиль частоты плавучести, демонстрирующий слоистую степенную и экспоненциальную зависимости от глубины. Детально с представлением графического материала обсуждаются методические вопросы применения параметризации G03 в нижней части основного пикноклина Черного моря. Профили коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_{G03} показывают его почти постоянное значение ~ 2·10⁻⁶ м²/с в районе континентального склона и линейное возрастание с глубиной от 1·10⁻⁶ до 2·10⁻⁶ м²/с в глубоководной части моря. Максимальное значение рассчитанных потоков тепла составляет 12 мВт/м², что подтверждает их незначительное влияние на прогрев холодного промежуточного слоя. Поток соли на верхней границе слоя в районе континентального склона составил 6·10⁻⁵ г/(м²·с), в глубоководной части моря ~ 3·10⁻⁵ г/(м²·с). На нижней границе слоя потоки соли почти одинаковы для двух районов, они составили ~ 5·10⁻⁶ г/(м²·с). Отношение сдвиг/деформация проявляет резкое увеличение с глубиной и подчеркивает значительное различие природы мелкомасштабных процессов на границах нижней части основного пикноклина.

Выводы. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии с применением параметризации G03 хорошо согласуется со значениями, полученными в других районах моря по данным микроструктурных зондов. Вопрос сопоставимости оценок тем не менее остается открытым и требует проведения синхронных измерений микроструктурными и CTD/LADCP-зондами.

Ключевые слова: Черное море, основной пикноклин, вертикальное турбулентное перемешивание, Основное Черноморское течение, сдвиг скорости течения, деформация

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012 «Оперативная океанология».

Для цитирования: Морозов А. Н. Вертикальное перемешивание в нижней части основного пикноклина Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 586–598. EDN WNMFEK.

Original article

Vertical Mixing in the Lower Part of Main Pycnocline in the Black Sea

A. N. Morozov

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

✉ anmorozov@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to assess the vertical turbulent diffusion coefficient in the lower part of main pycnocline in the areas of continental slope and deep part of the Black Sea.

Methods and Results. The data collected during the 87th cruise of R/V “Professor Vodyanitsky” which was conducted in the central sector of the northern Black Sea from June 30 to July 18 in 2016, are used. The profiles of temperature, salinity and current velocity were measured by *CTD/LADCP* probes. A method for applying the *G03* parameterization to the ~ 200 m thickness layer located between the isopycnals with conditional density 15.5 and 16.8 kg/m³ is proposed. To suppress measurement noise, the isopycnal averaging over the station ensemble as well as the approximation of the resulting parameter profiles by power functions are applied. The difference between the transfer functions of *CTD* and *LADCP* data processing is taken into account when integrating the canonical spectrum of internal waves. The data from 20 deep-sea stations permitted to obtain the buoyancy frequency profile averaged over the isopycnals, which demonstrated the layers of its power and exponential dependences on depth. The methodological problems in applying the *G03* parameterization to the lower part of the Black Sea main pycnocline are discussed in detail including the graphic presentation of data. The profiles of vertical turbulent diffusion coefficient K_{G03} show its almost constant value of ~ 2·10⁻⁶ m²/s in the region of continental slope and its linear increase with depth from 1·10⁻⁶ m²/s to 2·10⁻⁶ m²/s in the deep part of the sea. The maximum value of calculated heat fluxes reaches 12 mW/m² and confirms their insignificant effect on the heating of cold intermediate layer. The salt flux at the layer upper boundary in the area of continental slope is 6·10⁻⁵ g/(m²·s) and in the deep part of the sea – ~ 3·10⁻⁵ g/(m²·s). At the layer lower boundary, the salt fluxes are almost the same for both areas and constitute ~ 5·10⁻⁶ g/(m²·s). As for the shear-to-strain ratio, its sharp increase with depth is evident, and a significant difference in the nature of small-scale processes at the boundaries of lower part of the main pycnocline is clearly pronounced.

Conclusions. The estimate of vertical turbulent diffusion coefficient obtained using the *G03* parameterization is in good agreement with the values resulted from the microstructural sounding in other sea regions. However, the issue of comparability of the estimates remains open and requires synchronous measurements with microstructural and *CTD/LADCP* probes.

Keywords: Black Sea, main pycnocline, vertical turbulent mixing, Rim Current, current velocity shear, strain

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012 “Operational Oceanology”.

For citation: Morozov, A.N., 2025. Vertical Mixing in the Lower Part of Main Pycnocline in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 601-612.

Введение

Вертикальное турбулентное перемешивание оказывает значительное влияние на интенсивность биогеохимических процессов в морской среде [1] и играет важную роль в формировании водных масс, поддержании стратификации и модуляции океанской циркуляции [2]. Именно эти причины определяют неугасающий интерес океанологов к исследованию его характеристик в природных условиях на протяжении многих десятилетий [3].

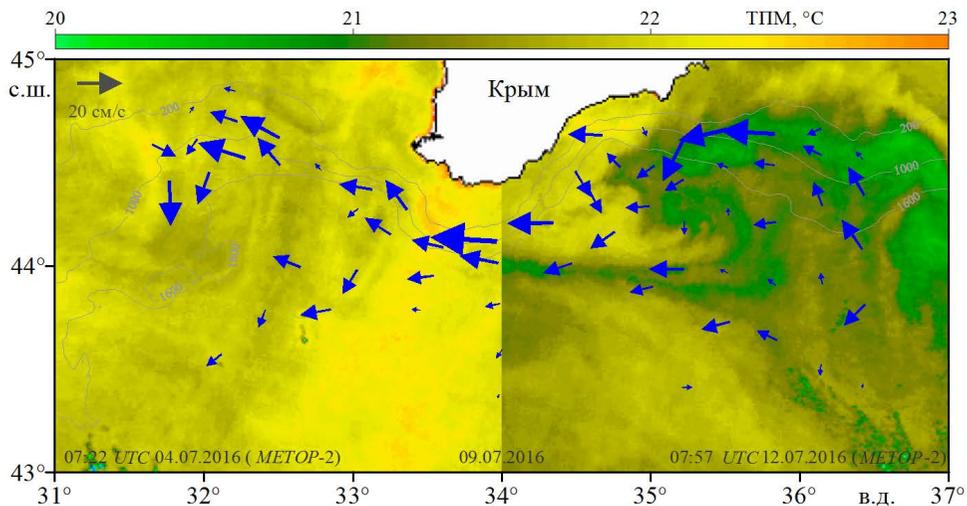
Вертикальное перемешивание в морской стратифицированной среде в основном связано с обрушением внутренних волн и сдвиговой неустойчивостью [4]. Основная часть турбулентной энергии сконцентрирована на масштабах менее одного метра [4, 5], что предполагает проведение измерений с сантиметровым разрешением по глубине [6]. В настоящее время оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания, полученные по данным микроструктурных зондов, считаются наиболее объективными [1]. Однако применение микроструктурных зондов ограничено дороговизной аппаратуры и временными затратами при проведении измерений [7]. В глубоководной части Черного моря такие измерения проводились всего три раза [1, 8, 9]. В оксиклине значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии составило всего $(1-4) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [8], в основном пикноклине, по данным одной станции, оно было равно $(4-6) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [1]. В целом измерения, выполненные микроструктурными зондами, показывают относительно слабую интенсивность вертикального перемешивания в основном пикноклине Черного моря.

Альтернативная оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии может быть получена по данным синхронных измерений профилей плотности и скорости течения, выполненных с разрешением по глубине $\sim 10 \text{ м}$. Например, в Черном море по данным автономного зонда «Аквалог», установленного на кромке шельфа вблизи г. Геленджик [10], была исследована временная изменчивость вертикального перемешивания с использованием параметризации, основанной на значениях числа Ричардсона [11, 12]. Другим источником такого рода данных являются площадные гидрологические съемки, которые выполняются в экспедициях Морского гидрофизического института с 2004 г. [13]. Ожидается, что эти данные позволят получить новые предварительные знания о пространственной структуре параметров вертикального перемешивания.

Цель настоящей работы – исследовать вертикальное распределение параметров турбулентного перемешивания в основном пикноклине в районе континентального склона и глубоководной части Черного моря. Для оценки значения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии использовалась параметризация $G03$ [14]. Выбор параметризации был обусловлен хорошей сопоставимостью рассчитанных параметров вертикального турбулентного перемешивания со значениями, полученными по данным измерений микроструктурными зондами [6, 7, 15–17]. Параметризация рассматривалась в теоретической работе [18], получила развитие в работе [19] и в конечной редакции представлена в работе [14]. Иногда в современной научной литературе параметризация имеет аббревиатуру *GHP* (*Gregg-Henyeu-Polzin*).

Приборы и данные

В настоящей работе использованы данные о солёности, температуре и скорости течения, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем в северной части Черного моря (31–36,5° в. д., 43–45° с. ш.) с 30 июня по 18 июля 2016 г. Профили температуры и солёности измерялись CTD-зондом *SBE 911plus* с шагом по глубине 1 м. Измерение горизонтальных компонент скорости течения выполнялось погружаемым акустическим доплеровским профилометром течений (*LADCP*) на основе *WHM300* производства *RDI*. Устанавливались следующие параметры работы профилометра: размер сегмента глубины 4 м, использование широкополосного метода, дискретность по времени 1 с, скорость погружения/подъема ~ 0,5 м/с. Обработка данных проводилась с учетом рекомендаций работы [13]. Всего было выполнено 106 станций, на 65 из них *LADCP/CTD*-зондирования осуществлялись до глубины не менее 350 м (рис. 1), на 20 станциях *CTD*-измерения проводились до 1900 м [20].



Р и с. 1. Расположение станций на фоне распределения температуры поверхности моря (ТПМ, °С) в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». Синими стрелками показана скорость течения на глубине 12 м, начало стрелки соответствует положению станции (всего 65 ст.)

Fig. 1. Station locations against the background of sea surface temperature (SST, °C) distribution during the 87th cruise of R/V “Professor Vodyanitsky”. Blue arrows show current velocity at the 12 m depth, the arrow tip corresponds to the station position (total 65 stations)

Динамика вод. Распределение скорости течения на глубине 12 м (рис. 1) на качественном уровне подтверждает циклонический характер крупномасштабной циркуляции вод Черного моря в районе проведения измерений. Наибольшие значения наблюдаются вблизи южного берега Крымского п-ова. Хорошо выраженных вихревых образований не зарегистрировано. В ходе рейса измерения почти в равной мере охватывали как район континентального склона, так и глубоководную часть моря.

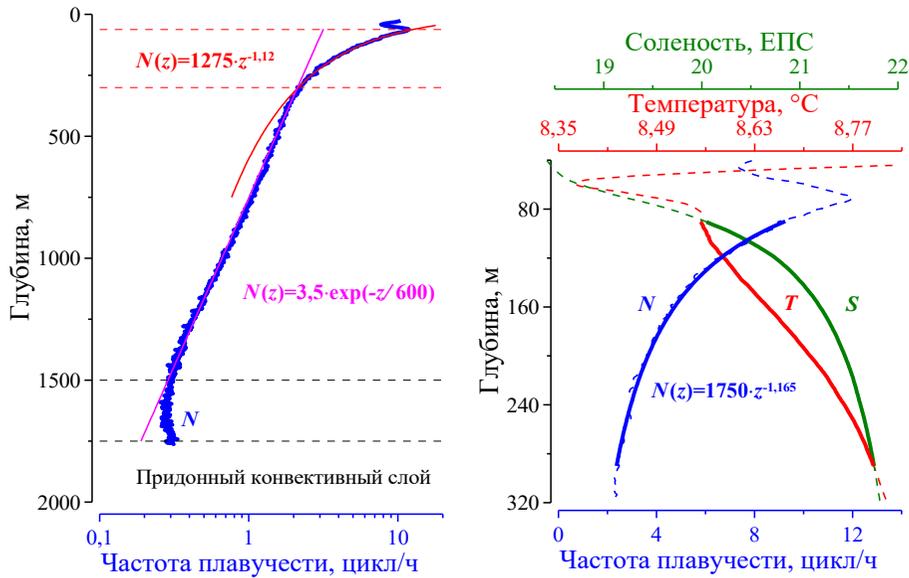
Гидрология. Хорошо известно, что в основном пикноклине Черного моря изопикнические поверхности имеют куполообразную форму вследствие цик-

лонического характера крупномасштабной циркуляции [21]. Их глубина увеличивается в направлении от центра моря к периферии. В районе проведения измерений перепад глубины изопикнической поверхности может достигать 70 м и более [22]. В настоящей работе для компенсации влияния куполообразной формы изопикнических поверхностей на качество средних профилей гидрологических параметров применялось изопикническое осреднение.

Алгоритм изопикнического осреднения следующий. Профиль условной плотности (σ_t), полученный на станции с наибольшей глубиной CTD-зондирования, использовался в качестве набора ее значений. Для каждого значения создавался массив исходных данных по всему ансамблю станций с использованием линейной интерполяции и проводился расчет средних значений параметров, включая глубину. Это обеспечивало относительную равномерность шага по глубине изопикнически осредненных зависимостей.

Для того чтобы представить слой, в котором проводились расчеты коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (K), было выполнено изопикническое осреднение частоты плавучести ($N^2 = g \cdot \rho_z / \rho$, где g – ускорение свободного падения, ρ – плотность, ρ_z – ее вертикальная производная) по ансамблю из 20 глубоководных CTD-профилей (рис. 2, *слева*). Отметим, что столь глубоководные измерения в Черном море крайне редки [23] и это отчасти послужило причиной представления осредненного профиля для всей толщи моря. Красными штриховыми линиями выделен слой со степенной зависимостью N от глубины (красная линия), который и рассматривается в настоящей работе. Другие исследователи наблюдали степенную зависимость до 750 м [24], что, возможно, является следствием осреднения по горизонтам. От 350 до 1500 м N проявляет экспоненциальную зависимость от глубины (сиреневая линия). Параметры зависимости несколько отличаются от тех, что используются в каноническом спектре внутренних волн $GM76$ [25, 26]. Слой глубже 1500 м детально рассмотрен в работе [20]. С целью дать более наглядное представление о рассматриваемом слое (выделен сплошными цветными линиями) на рис. 2, *справа* приведены профили температуры (T), солёности (S) и N , изопикнически осредненные по ансамблю из 65 станций. Несмотря на то что степенная зависимость частоты плавучести от глубины прослеживается в диапазоне значений условной плотности 15–16,8 кг/м³, за верхнюю границу рассматриваемого слоя выбрана изопикна $\sigma_t = 15,5$ кг/м³. Выбор обусловлен тем, что на изопикнических поверхностях в окрестности $\sigma_t = 15$ кг/м³ в распределении N проявляется выраженная зависимость от горизонтальных координат [27]. Для этих расчетов используется иной математический аппарат в отличие от применяемого в данной работе.

Далее в работе станции были разбиты на две подгруппы, расположенные в районе континентального склона (29 ст.) на глубине менее 1600 м и в глубоководной части моря (36 ст.) на глубине более 1600 м.



Р и с. 2. Изопикнически осредненный по ансамблю из 20 станций профиль частоты плавучести (слева) и изопикнически осредненные по ансамблю из 65 станций профили температуры, солёности и частоты плавучести (справа)

F i g. 2. Buoyancy frequency profile averaged over the isopycnals of the 20 station ensemble (left), and temperature, salinity and buoyancy frequency profiles averaged over the isopycnals of the 65 station ensemble (right)

Уравнения и исходные данные

Прикладные формулы для расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_{G03} заимствованы из работы [28]:

$$K_{G03} = K_0 \cdot \left(\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle / Sh_{GM76}^2 \right)^2 \cdot h_1(R_\omega) \cdot j(f/\langle N \rangle) = \\ = K_{G89} \cdot h_1(R_\omega) \cdot j(f/\langle N \rangle),$$

$$h_1(R_\omega) = \frac{3(R_\omega + 1)}{2\sqrt{2R_\omega}\sqrt{R_\omega - 1}},$$

$$j(f/\langle N \rangle) = \frac{f \cdot \text{arch}(\langle N \rangle/f)}{f_{30} \cdot \text{arch}(N_0/f_{30})},$$

где $K = 5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; $\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$ – среднее значение квадрата измеренного сдвига, $(Sh^2 = U_z^2 + V_z^2)$, (U_z, V_z) – производные по глубине (z) восточной и северной компонент скорости течения; K_{G89} – значение коэффициента для параметризации G89 [29]; f_{30} – инерционная частота на 30° с. ш.; $N_0 = 5,24 \cdot 10^{-3}$ рад/с; f – локальная инерционная частота на 44° с. ш.; угловые скобки означают осреднение по ансамблю станций. Sh_{GM76}^2 рассчитывалось для GM76 с учетом разрешения по глубине LADCP-измерений:

$$Sh_{GM76}^2 = \int_0^{100} F_{Sh_{GM76}}(k) \cdot H_{M_ADCP}(k) \cdot H_{Dif_LADCP}(k) \cdot H_{DP_LADCP}(k) \cdot k,$$

где $F_{Sh_{GM76}}(k)$ – спектр сдвигов скорости течения $GM76$ [30] в пространстве вертикальных волновых чисел (k); $H_{M_ADCP}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$ – передаточная функция пространственного осреднения, свойственного $ADCP$; $H_{Dif_LADCP}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 4 м; $H_{DP_LADCP}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$ – передаточная функция фильтра оконного типа, использованного при обработке данных. Отношение сдвиг/деформация $R_\omega = \frac{Sh^2}{N^2 \cdot \zeta_z^2}$ [19] (ζ_z – деформация, вер-

тикальная производная смещения изопикны от положения равновесия) интерпретируется как отношение кинетической и потенциальной энергии внутренних волн и для $GM76$ составляет 3 [30]. Расчет R_ω проводился с учетом различия передаточных функций при обработке данных по плотности и скорости течения из следующего соотношения:

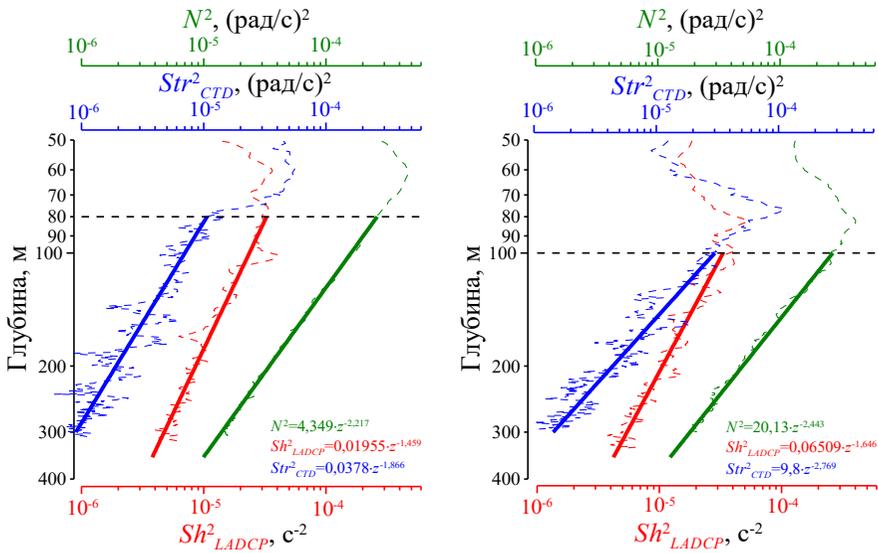
$$R_\omega \approx \frac{Sh_{GM76}^2}{\langle N^2 \rangle \cdot \zeta_{z_GM76}^2} \cdot \frac{\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle / Sh_{GM76}^2}{\langle \zeta_{z_CTD}^2 \rangle / \zeta_{z_GM76}^2} = 3 \cdot \frac{\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle}{\langle N^2 \rangle \cdot \langle \zeta_{z_CTD}^2 \rangle} \cdot \frac{\langle N^2 \rangle \cdot \zeta_{z_GM76}^2}{Sh_{GM76}^2},$$

где $\zeta_{z_CTD}^2 = \left\langle \left(N^2 - \langle N^2 \rangle \right)^2 \right\rangle / \langle N^2 \rangle^2$ – измеренное значение квадрата деформации [19]; $\zeta_{z_GM76}^2 = \int_0^{100} F_{\zeta_{z_GM76}}(k) \cdot H_{Dif_CTD}(k) \cdot H_{DP_CTD}(k) \cdot dk$, $F_{\zeta_{z_GM76}}(k)$ –

спектр деформации $GM76$ [30], $H_{Dif_CTD}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 4 м, $H_{DP_CTD}(k) = (\sin(\pi k)/(\pi k))^4$ – передаточная функция обработки CTD -данных. После соответствующего интегрирования получим отношение, которое использовалось при расчетах, $R_\omega \approx 2,1 \cdot \frac{\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle}{\langle N^2 \rangle \cdot \langle \zeta_{z_CTD}^2 \rangle} = 2,1 \cdot \frac{\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle}{\langle Str_{CTD}^2 \rangle}$. Величи-

на Str_{CTD}^2 введена для удобства графического представления.

В рассматриваемом слое зависимости $N^2(z)$, $Sh_{LADCP}^2(z)$, $Str_{CTD}^2(z)$ хорошо представляются степенными функциями (рис. 3). Результат является неожиданным и может быть проявлением закономерности, характерной для указанного слоя. Отметим, что наибольшее различие между центром моря и континентальным склоном наблюдается в зависимости $Str_{CTD}^2(z)$.



Р и с. 3. Изопикнически осредненные профили N^2 , Str_{CTD}^2 , и Sh_{LADCP}^2 (штриховые линии) и их аппроксимации степенными функциями (сплошные) для глубоководной части (*слева*) и континентального склона (*справа*)

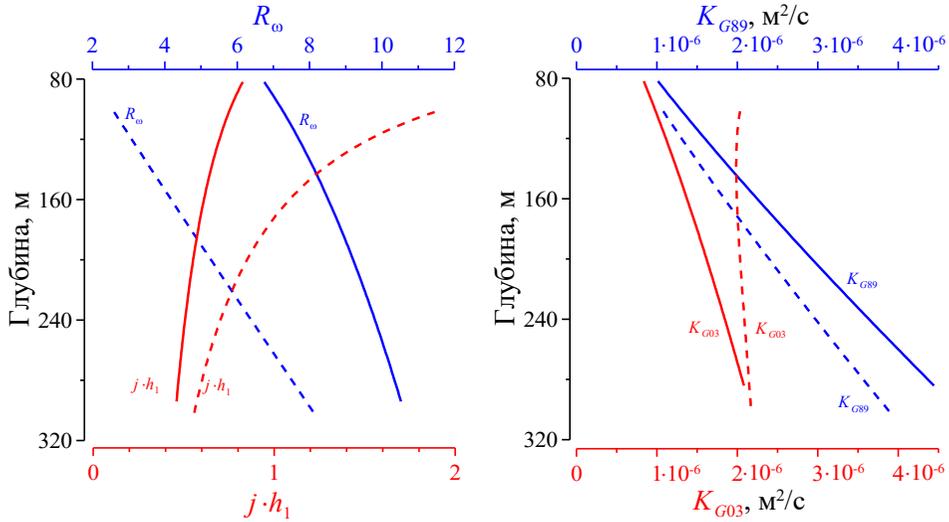
Fig. 3. Profiles N^2 , Str_{CTD}^2 , and Sh_{LADCP}^2 (dashed lines) averaged over the isopycnals, and their approximations by power functions (solid lines) for the deep-sea part (*left*) and the continental slope (*right*)

Предварительная обработка данных с использованием осреднения параметров на изопикнических поверхностях и аппроксимации степенными функциями преследовала цель подавить случайную составляющую шума измерений и погрешности оценки средних значений случайных процессов на относительно малой выборке. Далее при оценке K использовались степенные зависимости, для этого $\langle N^2 \rangle$, $\langle N \rangle$, $\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$, Sh_{GM76}^2 , $\langle Str_{CTD}^2 \rangle$, Str_{GM76}^2 в формулах заменяются их аппроксимирующими функциями (рис. 3).

Результаты и обсуждение

Рассмотрим поведение сомножителей параметризации $G03$ в указанном слое (рис. 4, *слева*). Отношение сдвиг/деформация, играющее важную роль в оценке K_{G03} [31], увеличивается с глубиной как в глубоководной части моря, так и в районе континентального склона. При этом в глубоководной части значения R_0 больше, что может быть связано с влиянием внутренних волн с частотой, близкой к инерционной [32–34], кинетическая энергия которых значительно превосходит потенциальную [35]. В результате сомножитель $j \cdot h_1$ в глубоководной части уменьшается в два раза, в то время как в районе континентального склона он уменьшается почти в пять раз. Это приводит к тому, что значение K_{G03} в центральной части моря увеличивается с глубиной от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-6}$ м²/с, а в районе континентального склона оно со-

храняется почти постоянным, $\sim 2 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Более ранняя параметризация G89, пропорциональная четвертой степени отношения измеренного сдвига к его значению для GM76, дает подобные зависимости K_{G89} для глубоководной части моря и континентального склона.

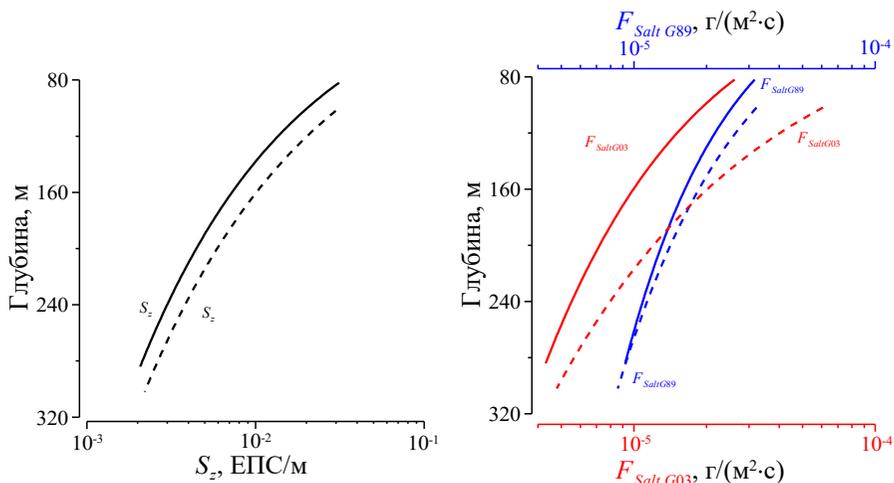


Р и с. 4. Профили R_ω и $j \cdot h_1$ (слева) и результирующие профили коэффициента вертикальной турбулентной диффузии для параметризаций G03 и G89 (справа) (сплошные линии – для глубоководной части моря, штриховые – для континентального склона)

F i g. 4. Profiles R_ω and $j \cdot h_1$ (left) and resulting profiles of the vertical turbulent diffusion coefficient for the G03 and G89 parameterizations (right) (solid lines show deep part of the sea, dashed lines – continental slope)

По сравнению с оценками, полученными на основе измерений микроструктурными зондами [1, 8], параметризации G03 и G89 проявляют хорошую сопоставимость. По характеру зависимости K от глубины параметризация G03 проявляет лучшую согласованность. Вопрос сопоставимости оценок K , полученных по данным микроструктурных зондов и стандартных CTD/LADCP-измерений, для Черного моря остается открытым в связи с отсутствием результатов синхронных измерений.

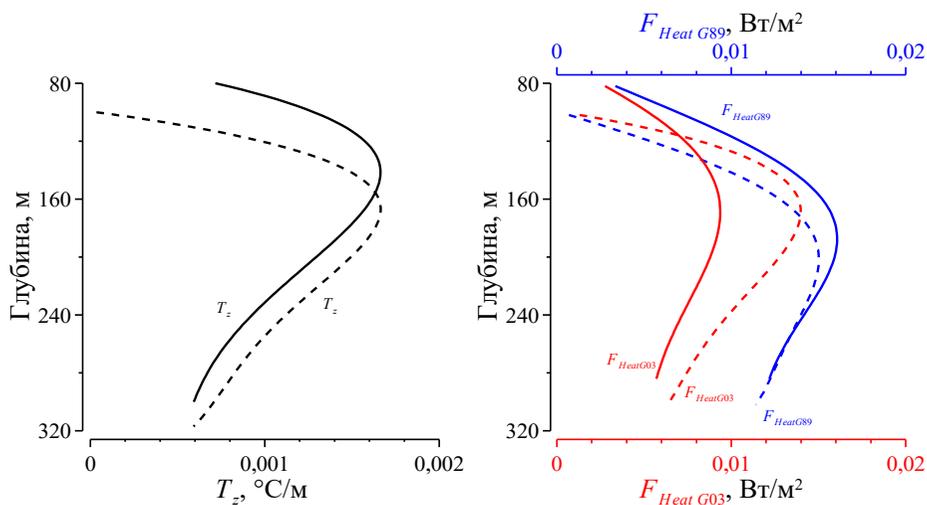
Определение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии отчасти вытекает из необходимости оценки вертикальных потоков различных субстанций в морской среде с целью лучшего понимания механизмов формирования их стратификации. В настоящей работе на основе полученных значений K_G была сделана оценка потока соли (рис. 5, справа), который рассчитывался из соотношения $F_{SaltG} = \rho \cdot K_G \cdot S_z$, где S_z – вертикальная производная солёности (рис. 5, слева). Поток соли $F_{SaltG03}$ на верхней границе слоя в глубоководной части моря почти в два раза выше, чем в районе континентального склона. На нижней границе его значения почти одинаковы для двух районов.



Р и с. 5. Профили вертикальной производной солености (слева) и потоков соли (справа) для глубоководной части моря (сплошные линии) и континентального склона (штриховые)

F i g. 5. Profiles of the vertical derivative of salinity (left) and salt fluxes (right) for the deep-sea part (solid lines) and the continental slope (dashed lines)

Поток тепла рассчитывался по соотношению $F_{HeatG} = \rho \cdot C_w \cdot K_{G..} \cdot T_z$, где $C_w = 4200$ Дж/(°С·кг) – теплоемкость воды, T_z – вертикальная производная температуры (рис. 6, слева). Параметризации G03 и G89 дают относительно небольшие значения потоков тепла для двух районов, в максимуме достигающие ~ 16 мВт/м² (рис. 6, справа). По сути это означает, что поток тепла из глубины моря не будет оказывать значительного влияния на прогрев холодного промежуточного слоя.



Р и с. 6. Профили вертикальной производной температуры воды (слева) и потоков тепла (справа) для глубоководной части моря (сплошные линии) и континентального склона (штриховые)

F i g. 6. Profiles of the vertical derivative of water temperature (left) and heat fluxes (right) for the deep-sea part (solid lines) and the continental slope (dashed lines)

Заключение

В данной работе представлен способ применения параметризации $G03$ для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в слое толщиной ~ 200 м по данным стандартных *CTD/LADCP*-измерений. С целью подавления случайной составляющей шумов измерений использовались изопикническое осреднение по ансамблю станций и аппроксимация результирующих профилей степенными функциями. Различие передаточных функций обработки *CTD*- и *LADCP*-данных учитывалось при интегрировании канонического спектра внутренних волн $GM76$.

Результирующие профили коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_{G03} показывают его почти постоянное значение $\sim 2 \cdot 10^{-6}$ м²/с в районе континентального склона и линейное возрастание увеличения с глубиной от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-6}$ м²/с в глубоководной части моря. Несмотря на малые значения коэффициента, они хорошо согласуются с оценками, полученными по данным измерений микроструктурными зондами.

Рассчитанные потоки тепла показывают небольшие значения, в максимуме достигающие 12 мВт/м², что подтверждает их незначительное влияние на прогрев холодного промежуточного слоя. Поток соли на верхней границе слоя в районе континентального склона составил $6 \cdot 10^{-5}$ г/(м²·с), в глубоководной части моря $\sim 3 \cdot 10^{-5}$ г/(м²·с). На нижней границе слоя потоки соли почти одинаковы для обоих районов, $\sim (4 - 5) \cdot 10^{-6}$ г/(м²·с).

В нижней части основного пикноклина Черного моря в отношении сдвиг/деформация проявляется резкое увеличение с глубиной, что может быть результатом взаимодействия внутренних волн с мелкими неоднородностями плотностной стратификации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ.
2. *Munk W. H.* Abyssal recipes // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1966. Vol. 13, iss. 4. P. 707–730. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90602-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90602-4)
3. *Munk W. H., Anderson E. R.* Notes on the theory of the thermocline // *Journal of Marine Research*. 1948. Vol. 7, iss. 3. P. 276–295.
4. Finescale parameterizations of turbulent dissipation / K. L. Polzin [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 2. P. 1383–1419. <https://doi.org/10.1002/2013JC008979>
5. Turbulent diapycnal fluxes as a pilot Essential Ocean Variable / A. Le Boyer [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2023. Vol. 10. 10:1241023. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1241023>
6. Turbulence Across the Antarctic Circumpolar Current in the Indian Southern Ocean: Micro-Temperature Measurements and Finescale Parameterizations / Y. Sasaki [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2024. Vol. 129, iss. 2. e2023JC019847. <https://doi.org/10.1029/2023JC019847>
7. *Takahashi A., Hibiya T.* Assessment of Finescale Parameterizations of Deep Ocean Mixing in the Presence of Geostrophic Current Shear: Results of Microstructure Measurements in the Antarctic Circumpolar Current Region // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. Vol. 124, iss. 1. P. 135–153. <https://doi.org/10.1029/2018JC014030>

8. *Gregg M. C., Yakushev E.* Surface ventilation of the Black Sea's cold intermediate layer in the middle of the western gyre // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32, iss. 3. L03604. <https://doi.org/10.1029/2004GL021580>
9. Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные исследования и моделирование / А. С. Самодуров [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 6. С. 735–759. EDN LCDZNK.
10. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 1. С. 16–29. EDN RTOUUT. <https://doi.org/10.7868/S0002351513060163>
11. *Подьмов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г.* Вертикальный турбулентный обмен в Черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 4. С. 546–559. EDN ZCRXXJ. <https://doi.org/10.7868/S0030157417040049>
12. *Podymov O. I., Zatsepin A. G., Ostrovskii A. G.* Fine Structure of Vertical Density Distribution in the Black Sea and Its Relationship with Vertical Turbulent Exchange // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2023. Vol. 11, iss. 1. 170. <https://doi.org/10.3390/jmse11010170>
13. *Морозов А. Н., Лемешко Е. М.* Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2006. № 4. С. 31–48. EDN YOFQNN.
14. *Gregg M. C., Sanford T. B., Winkel D. P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 513–515. <https://doi.org/10.1038/nature01507>
15. Dissipation Rate Estimates from Microstructure and Finescale Internal Wave Observations along the A25 Greenland–Portugal OVIDE Line / B. Ferron [et al.] // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2014. Vol. 31, iss. 11. P. 2530–2543. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00036.1>
16. Microstructure Mixing Observations and Finescale Parameterizations in the Beaufort Sea / E. C. Fine [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2021. Vol. 51, iss. 1. P. 19–35. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0233.1>
17. Validation Finescale Parameterizations for the Eastern Arctic Ocean Internal Wave Field / T. M. Baumann [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023. Vol. 128, iss. 11. e2022JC018668. <https://doi.org/10.1029/2022JC018668>
18. *Henye F. S., Wright J., Flatté S. M.* Energy and action flow through the internal wave field: An eikonal approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986. Vol. 91, iss. C7. P. 8487–8495. <https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08487>
19. *Polzin K. L., Toole J. M., Smith R. W.* Finescale Parameterizations of Turbulent Dissipation // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 3. P. 306–328. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2)
20. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Характеристики придонного конвективного слоя Черного моря по натурным данным (июль 2016 года) // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 5. С. 548–561. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-5-548-561>
21. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
22. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Пространственные характеристики холодного промежуточного слоя Черного моря летом 2017 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 4. С. 436–446. EDN BCSYUB. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-4-436-446>
23. *Stanev E. V., Chirkova B., Peneva E.* Geothermal Convection and Double Diffusion Based on Profiling Floats in the Black Sea // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, iss. 2. e2020GL091788. <https://doi.org/10.1029/2020GL091788>
24. *Самодуров А. С.* Взаимодополняемость различных подходов для оценки интенсивности вертикального турбулентного обмена в естественных стратифицированных бассейнах // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 6. С. 37–48. EDN XGXULL. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-6-37-48>

25. *Garrett C., Munk W.* Space-time scales of internal waves: A progress report // *Journal of Geophysical Research*. 1975. Vol. 80, iss. 3. P. 291–297. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00291>
26. *Cairns J. L., Williams G. O.* Internal wave observations from a midwater float, 2 // *Journal of Geophysical Research*. 1976. Vol. 81, iss. 12. P. 1943–1950. <https://doi.org/10.1029/JC081i012p01943>
27. *Морозов А. Н.* Вертикальное перемешивание в основном пикноклине Черного моря в летний сезон // *Морской гидрофизический журнал*. 2025. Т. 41, № 3. С. 251–263. EDN POFJH.
28. *Global Abyssal Mixing Inferred from Lowered ADCP Shear and CTD Strain Profiles / E. Kunze [et al.]* // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. Vol. 36, iss. 8. P. 1553–1576. <https://doi.org/10.1175/JPO2926.1>
29. *Gregg M. C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. <https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09686>
30. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in an Arctic fjord. // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 1–2. P. 77–95. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.003>
31. *Chinn B. S., Girton J. B., Alford M. H.* The Impact of Observed Variations in the Shear-to-Strain Ratio of Internal Waves on Inferred Turbulent Diffusivities // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. Vol. 46, iss. 11. P. 3299–3320. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0161.1>
32. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным / В. М. Журбас [и др.] // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 1. С. 34–48. EDN OWJSRJ.
33. *Seasonal Variability of Near-Inertial Internal Waves in the Deep Central Part of the Black Sea / E. Khimchenko [et al.]* // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. Vol. 10, iss. 5. 557. <https://doi.org/10.3390/jmse10050557>
34. *Khimchenko E., Ostrovskii A.* Observations of Near-Inertial Internal Waves over the Continental Slope in the Northeastern Black Sea // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2024. Vol. 12, iss. 3. 507. <https://doi.org/10.3390/jmse12030507>
35. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В., Федоров С. В.* Инерционные колебания в северной части Черного моря по данным натуральных наблюдений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 1. С. 43–53. EDN UCLNDV. <https://doi.org/10.7868/S2073667321010044>

Об авторе:

Морозов Алексей Николаевич, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9022-3379**, **Scopus Author ID: 7202104940**, **ResearcherID: ABB-4365-2020**, **SPIN-код: 6359-0395**, anmorozov@mhi-ras.ru

Струнный волнограф с экранированным проводом для измерения волнения

Э. М. Зуйкова, Ю. А. Титченко [✉], Д. А. Ковалдов, В. Ю. Караев,
В. И. Титов

*Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук,
Нижний Новгород, Россия
[✉] yuriy@ipfran.ru*

Поступила в редакцию 28.03.2025; одобрена после рецензирования 10.04.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Цель настоящей работы – описать макет струнного волнографа для динамической регистрации возвышений волн в соленой и пресной воде в широком диапазоне длин волн вплоть до капиллярных, который был бы нечувствительным к осаждению солей на проводящем проводе и не имел замыканий от проводящего мусора. Макет требуется при разработке необслуживаемых решеток волнографов для регистрации двумерных спектров волнения и сопровождения исследований волнения моря с помощью дистанционных методов при интерпретации и валидации данных дистанционного зондирования.

Методы и результаты. Представлен емкостный струнный волнограф с экранированным проводом в виде замкнутой двухпроводной петли в качестве струны для регистрации возвышений водной поверхности в соленой и пресной воде. Достоинством экранированного провода по сравнению с проводящим проводом является отсутствие снижения чувствительности вследствие осаждения солей на проводящем проводе и замыканий от мелкого проводящего мусора. Волнограф обладает большим линейным динамическим диапазоном и может регистрировать волны высотой от миллиметров до нескольких метров в соленой и пресной воде. В процессе эксплуатации не требуется очистка провода, волнограф может находиться в воде длительное время без потери чувствительности и температурных «уходов» сигнала.

Выводы. Приводится описание и схема работы волнографа, обсуждаются особенности его конструкции и результаты испытаний в речных и морских условиях. В лабораторных условиях исследовано влияние расстояния между струнами на работоспособность волнографа в соленой и пресной воде. Разработана схема исключения взаимных наводок струн волнографа для многострунной конструкции. В предлагаемой схеме измерений возможно крепление управляющего блока струнного волнографа на высоте нескольких десятков метров от струн, что позволяет удобно установить волнограф над водой для измерений с моста или с морской платформы.

Ключевые слова: поверхностные волны, высота волн, гравитационно-капиллярные волны, уровень воды, струнный волнограф, натурные исследования

Благодарности: авторы выражают благодарность сотруднику ИПФ РАН Е. В. Лебедеву за качественную разработку печатной платы. Работа выполнена в рамках госзадания ИПФ РАН (FFUF-2024-0033).

Для цитирования: Струнный волнограф с экранированным проводом для измерения волнения / Э. М. Зуйкова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 599–610. EDN ZTEМНА.

String Wave Gauge with a Shielded Wire for Wave Measurements

E. M. Zuikova, Yu. A. Titchenko ✉, D. A. Kovaldov, V. Yu. Karaev,
V. I. Titov

*A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences,
Nizhny Novgorod, Russia*
✉ yuriy@ipfran.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to describe a prototype of a string wave gauge for dynamic record of wave elevations in salt and fresh water in a wide range of wavelengths up to capillary ones, which should be both insensitive to salt deposition on the conducting wire and free from short circuits caused by conductive debris. The prototype is required when developing unattended wave gauge “grids” intended for recording two-dimensional wave spectra and for accompanying of sea wave studies with remote methods for interpretation and validation of remote sensing data.

Methods and Results. A capacitive string wave gauge with a shielded wire in the form of a closed two-wire loop as a “string” for recording water surface elevations in salt and fresh water is presented. The advantage of a shielded wire as compared to a conductive one is the absence both of a decrease in its sensitivity due to salt deposition on the conductive wire and short circuits from small conductive debris. The wave gauge has a large linear dynamic range and can record the waves from millimeters to several meters high in salt and fresh water. During operation, there is no need to clean the wire; the wave gauge can be in water for a long time without losing sensitivity and with no temperature-related signal “drifts”.

Conclusions. The description and scheme of the wave gauge operation is presented, as well as the design of its features and the results of testing in river and sea conditions are discussed. The impact of distance between the “strings” upon the device effectiveness in salt and fresh water is studied in laboratory conditions. For a multi-string design, a scheme for eliminating mutual interference of the wave gauge “strings” is developed. The proposed measurement scheme implies mounting the control unit of string wave gauge at a height of several dozens of meters from the “strings”. It permits to install conveniently the wave gauge above water in order to carry out the measurements from a bridge or a sea platform.

Keywords: surface waves, wave height, gravity-capillary waves, water level, string wave gauge, *in-situ* measurements

Acknowledgements: The authors are grateful to the employee of IAP RAS E. V. Lebedev for high-quality development of the printed circuit board. The study was carried out within the framework of state assignment of IAP RAS (FFUF-2024-0033).

For citation: Zuikova, E.M., Titchenko, Yu.A., Kovaldov, D.A., Karaev, V.Yu. and Titov, V.I., 2025. String Wave Gauge with a Shielded Wire for Wave Measurements. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 613-623.

Введение

Для измерения высот волн на реках и на море разработаны разнообразные виды волнографов^{1, 2, 3} [1–3], наиболее точными являются струнные⁴ [4] и лазерные [5]. При этом струнный волнограф наиболее простой в изготовлении и надежный при проведении натуральных измерений. Наиболее известным в России является струнный волнограф, установленный на океанографической платформе Морского гидрофизического института в пгт Качивели, который функционирует в течение многих лет и активно используется для мониторинга волнения и проведения сопутствующих измерений [6–8].

Стандартные струнные волнографы со струнами в виде проводящего провода обладают существенными ограничениями, связанными с загрязнением струны солями, налипанием на нее плавающих водорослей и мелкого проводящего мусора. В Канаде (www.akamina.com) предложили использовать для регистрации изменения уровня жидкости петлю из экранированного провода в виде замкнутой двухпроводной линии. Этот тип волнографа хорошо себя показал на озерах, реках и в разнообразных лабораторных установках [9, 10]. По сравнению с одиночным проводом емкость петли увеличивается в два раза, что существенно при измерении коротких волн высотой порядка нескольких единиц миллиметров. Достоинством экранированного провода по сравнению с проводящим является отсутствие образования окислов, изменяющих емкость струны, и отсутствие замыкания от мелкого проводящего мусора. Именно такой подход был выбран в Институте прикладной физики РАН для разработки макета струнного волнографа (далее – волнограф), описание которого приводится в данной работе. Волнограф проработал в течение трех месяцев на р. Ока в Нижнем Новгороде [11] и подтвердил свою работоспособность. Здесь также приведены некоторые результаты натурального использования этого волнографа в Черном море.

Цель работы – привести описание макета емкостного струнного волнографа с экранированным проводом, показать преимущества использования замкнутой двухпроводной линии и обсудить результаты тестирования макета в натуральных условиях.

Конструкция волнографа

Фотографии волнографа в натуральных условиях во время измерений на р. Ока и струны показаны на рис. 1.

При измерении волн длиной менее полуметра использовалась петля шириной 5–10 мм и длиной 0,3–2 м из провода диаметром 0,3 мм, натянутая на

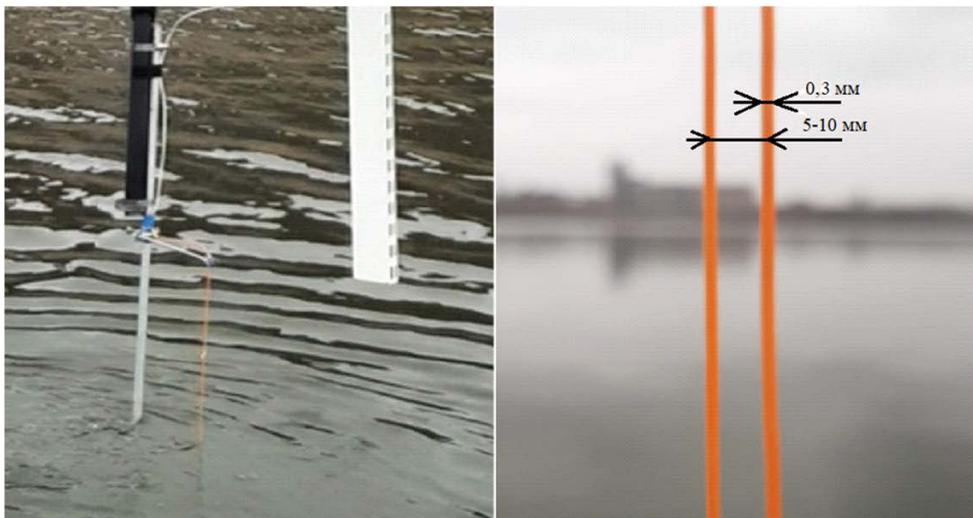
¹ *Коровин В. П.* Океанологические наблюдения в прибрежной зоне моря. Учебное пособие. СПб. : РГГМУ, 2007. 434 с.

² MARINET. D2.1 Wave Instrumentation Database. Work Package 2: Standards and Best Practice / J. Lawrence [et al.]. 2012. 55 p.

³ *Розенберг А. Д.* Исследование морской поверхности радио- и акустическими методами : дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Москва, 1980. 237 с.

⁴ *Антонов В. С., Садовский И. Н.* Измеритель волнения морской поверхности ИВМП-1: описание устройства и данные измерений натурального эксперимента CAPMOS'05. Москва, 2007. 36 с. (Препринт/ РАН. ИКИ).

резиновые втулки и закрепленная штырями на металлическом стержне толщиной 5 или 15 мм в зависимости от длины петли. Два провода петли припаиваются к центральной жиле экранированного кабеля типа радиочастотного РК-75, экран кабеля – к металлическому стержню. Через разъем СР-50 (соединитель радиочастотный) сигнал передается на блок обработки. Поскольку емкость кабеля складывается с емкостью струны, его длина ограничена. Поэтому блок обработки желательно располагать рядом со струной.



Р и с. 1. Волнограф в измерительной установке (слева) и струны (справа)
Fig. 1. Wave gauge in the measuring setup (left), and “strings” (right)

Емкость петли изменяется от уровня погружения в воду в связи с отличием диэлектрической проницаемости воздуха, равной единице, и диэлектрической проницаемости пресной воды, равной 80, или морской воды, равной 78. Для петель используется провод МС 16-33 (монтажный специальный) сечением $0,03 \text{ мм}^2$ (либо $0,05$ или $0,08 \text{ мм}^2$) с изоляцией из сплошного монолитного фторопласта. Сплошная изоляция МС позволяет измерять уровень жидкости агрессивных сред.

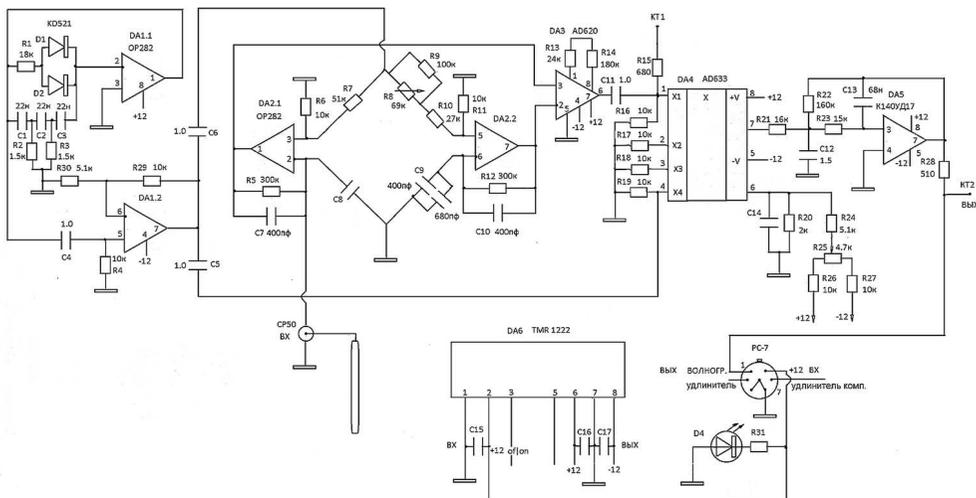
При измерении волн высотой в несколько метров можно применять один экранированный провод с изоляцией от воды погруженного конца и провод, сложенный пополам, который используется в основном для удобства крепления к отвесу при натяжении провода и при отсутствии необходимости проведения изоляции конца опускаемого провода от морской воды. Увеличение емкости струны в два раза является дополнительным положительным результатом. Увеличение емкости существенно для коротких струн длиной до 20 см. Центральная жила РК-провода, как в первом случае, подсоединяется к проводу или петле, а экран – к отдельному проводящему проводу, опущенному в воду, или к металлической конструкции в воде. С целью упрощения конструкции и увеличения прочности рассматривалась возможность закрепления провода на экранированном тросе с одновременным использованием его в качестве земли. К сожалению, это решение оказалось неудачным в связи с медленным

(до десятка секунд) стеканием воды после выхода погруженной части троса из воды. Для прочности можно крепить провод на миллиметровой леске, где практически отсутствует стекание, но потребуются дополнительный провод для контакта с водой.

Изменение емкости волнографа при изменении высоты волны (длины подводной части струны) отслеживается емкостным мостиком. Применение мостика позволяет получить высокую чувствительность. Первоначально для регулировки мостика использовалась переменная емкость, а позднее для упрощения конструкции – переменное сопротивление.

Схема струнного волнографа

Схема указанного волнографа приведена на рис. 2. На мостик DA1.1 подается сигнал от генератора с частотой в десятки килогерц в первом варианте и в единицы килогерц – во втором. На DA1.2 собрана схема дополнительного усиления для получения оптимального уровня сигнала. Усилители DA2.1 и DA2.2 сигналов со струны и эталонной емкости C9 увеличивают размер линейного динамического диапазона. Величина емкости C9 выбирается равной примерно половине емкости струны и состоит из двух частей. Основная емкость – чип на печатной плате, дополнительная емкость для настройки типа КМ47 – на штырях со стороны деталей. На DA3 выделяется разность сигналов с емкости волнографа и с эталонной емкости C9; DA4 – синхронный детектор сигнала с DA3 и опорного сигнала с DA1.2. Синхронное детектирование избавляет схему от различного рода помех со входа. На DA5 собран фильтр нижних частот с частотой среза 10 или 30 Гц. Выход фильтра записывается на ноутбук. Схема волнографа размещена в дюралевом корпусе размером 20 × 70 × 80 мм. На приведенной схеме обработки сигнала струнного волнографа с экранированным проводом получен динамический диапазон относительно шумов ~ 80 дБ при максимальном выходе 10 В и шуме менее 1 мВ.



Р и с. 2. Схема струнного волнографа

Fig. 2. Wave gauge circuit

Измеренные температурные «уходы» выходных сигналов блока обработки при изменении температуры воздуха в лабораторных условиях от -10 до $+50$ °С находятся в пределах нескольких процентов.

Исследование влияния расстояния между струнами на измерения

Приведем анализ схемы исключения взаимных наводок струн, которая может использоваться при создании решеток волнографов для измерения двумерных спектров волнения. В лабораторных условиях на примере двух 40-сантиметровых и двух 7-метровых струн исследовано влияние расстояния между струнами на величину наводки в соленой воде. В двух 40-сантиметровых струнах (в одной из которых установлен генератор с частотой 5 кГц, в другой – генератор с частотой 2,8 кГц), примерно наполовину погруженных в соленую воду, измерялась наводка генератора с частотой 2,8 кГц на струну с генератором 5 кГц для различных расстояний между ними. Наводка измерялась относительно сигнала, полученного при изменении уровня погружения в воду на 10 см. При расстоянии между струнами менее 5 мм наводка составила -16 дБ, при 50 мм -28 дБ, при 120 мм -35 дБ. Сравнение с наводками в струнах, вынутых из воды, показало, что величина наводок в струнах, погруженных в соленую воду, совпадает со значениями наводок между частями струн, находящимися в воздухе. Таким образом, источником наводок является струна, которая находится в воздухе.

В измерениях сигналов в двух 7-метровых струнах, находящихся рядом в соленой воде и на расстоянии, отсутствуют наводки, что означает отсутствие взаимного влияния между струнами.

В пресной воде взаимное влияние между струнами уменьшается в зависимости от расстояния между ними медленнее, чем в воздухе. Например, для 7-метровых струн, расположенных на расстоянии 3–5 мм, наводка струны с частотой 2,8 кГц на струну с частотой 5 кГц составляет -13 дБ, на расстоянии 16 см -16 дБ, на расстоянии 33 см -19 дБ относительно сигнала при изменении уровня погружения струны в воду на 10 см. В воздухе для струн, расположенных на расстоянии 3–5 мм, наводка струны составляет -4 дБ, на расстоянии 3 см она равна -20 дБ.

В некоторых случаях при достаточно удаленном расположении струн взаимным влиянием соседних струн можно пренебречь, в других случаях его нужно удалить. На схеме волнографа (рис. 2) видно, как легко исключить взаимные наводки, применяя синхронное детектирование. Для этого в струнах используются разные частоты, и необходимо выполнять синхронное детектирование в каждой струне с опорным сигналом своей частоты. Число схем обработки может совпадать с числом струн или достаточно одной схемы обработки с последовательным переключением частоты. При небольших уровнях сигнала наводки от соседних струн, работающих на других частотах, не приводят к искажению сигнала. Например, при сигнале, равном 0,4 В, и наводке, большей сигнала на 8 дБ, величина выходного сигнала не меняется. При больших значениях сигнала и наводок максимальный рабочий уровень необходимо уменьшить, чтобы избежать искажений сигнала. При этом соответственно уменьшается динамический диапазон.

Методика измерений

Перед проведением измерений половина струны опускается в воду. Эталонная емкость предварительно выбирается равной емкости половине струны в воде. Например, в пресной воде емкость сложенного пополам провода МС сечением $0,08 \text{ мм}^2$ и длиной $3,5 \text{ м}$ равна 1200 пФ , что соответствует $\sim 3,4 \text{ пФ/см}$. При этом емкость РК-кабеля равна $\sim 70 \text{ пФ}$, емкость петли без воды $\sim 30 \text{ пФ}$. Например, петля из МС сечением $0,05 \text{ мм}^2$ имеет емкость $2,2 \text{ пФ/см}$, а две петли – $4,4 \text{ пФ/см}$. Переменный сигнал с контрольного выхода на передней панели блока обработки подключается к осциллографу или ноутбуку. Изменяя сопротивление потенциометра R8, размещенного на передней панели, добиваются минимального сигнала на осциллографе с контрольного выхода КТ1. Так получается компенсация емкостей мостика по формуле: емкость струны $C = C9 \cdot R8/R7$. Далее смещением по постоянному напряжению на выходе КТ2 настраиваются на минимум потенциометром R24 на передней панели.

При измерениях в реальных условиях для регистрации возвышений волн перед экспериментами используется калибровка волнографа путем изменения глубины его погружения на заданную величину с применением поверенных приборов для измерения сигналов волнографа. На рис. 3 приведена полученная в лабораторных условиях зависимость сигнала 7-метровой петлевой струны из провода МС сечением $0,08 \text{ мм}^2$ для емкости $C7 = C10 = 400 \text{ пФ}$ при различной чувствительности волнографа (при разных значениях сопротивления R5 – рис. 3, *слева*) от глубины погружения в пресную и соленую воду с концентрацией соли 20 г/л (рис. 3, *справа*). Точками отмечены значения уровня воды при калибровке, которые аппроксимируются прямой линией. Таким образом, связь напряжения с глубиной погружения струны можно считать линейной на достаточно большом интервале.

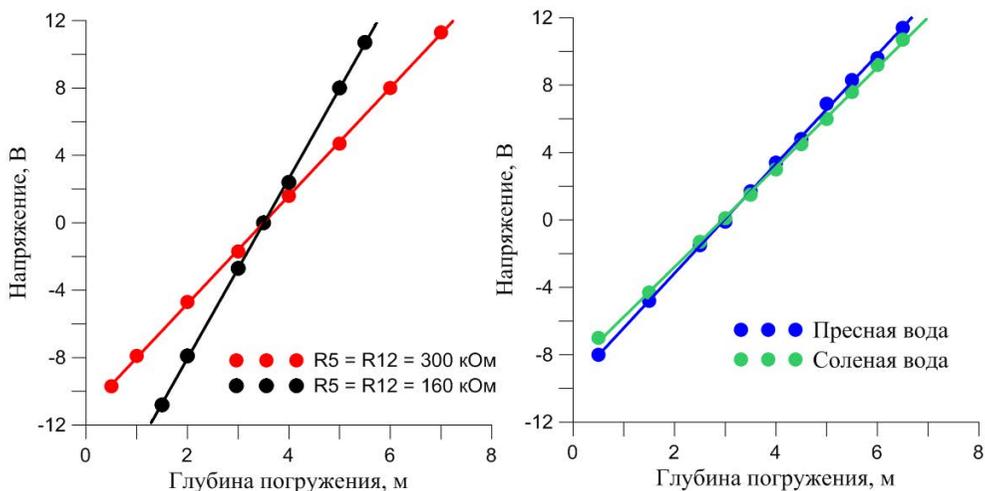


Рис. 3. Зависимость выходного сигнала при различной чувствительности (*слева*) и для пресной и соленой воды (*справа*) от глубины погружения струны

Fig. 3. Dependence of output signal upon the string immersion depth at different sensitivity (*left*), and for fresh and salt water (*right*)

Для струны длиной более двух метров необходимо дополнительно использовать леску, чтобы повысить прочность конструкции. Возможно крепление управляющего блока струнного волнографа на высоте нескольких десятков метров над водой (мост, нефтяная платформа). Внизу петля надевается на резиновую втулку и крепится к леске, к которой привязывается отвес (груз весом 2–3 кг) для натяжения струны. Вверху петля крепится на резиновой втулке, которая через резинку вместе с леской привязывается к кевларовому тросу, идущему наверх. Блок обработки закрепляется рядом, а вдоль троса проводятся провода питания (12 В) и выходной сигнал волнографа с блока обработки («ВЫХ. ВОЛНОГР.») от разъема РС-7. При этом основное натяжение принимает на себя леска.

Для упрощения настройки и удобства измерений необходимо обеспечить работоспособность волнографа при размещении струны на большом расстоянии от блока обработки и записывающего устройства. Благодаря наличию в схеме обработки мостика решить эту проблему несложно. Предложен метод, когда удлинитель подключается к струне, а к компенсирующей емкости С9 подключается такой же удлинитель, что позволяет исключить температурные «уходы» и другие менее значительные факторы. Струна через короткий РК-кабель и разъем СР-50 подключалась к входу схемы обработки, при этом разъем РС-7 (рис. 2) использовался для подачи на схему обработки питания (12 В) и вывода сигнала волнографа с выхода схемы обработки («ВЫХ. ВОЛНОГР.»). С удлинителями разъем РС-7 используется также для подачи сигнала со струны через вход «УДЛИНИТЕЛЬ» и подключения компенсирующего второго такого же удлинителя на емкость С9 через вход РС-7 «УДЛИНИТЕЛЬ КОМП.». Простейший вариант удлинителя – интернет-кабель с двумя витыми парами без экранирующей оплетки и отдельного провода для заземления. В последних вариантах речного волнографа для петлевых проводов до 2 м, закрепленных на металлических стержнях, тоже используются для удобства работы удлинители ~ 3 м из двух витых пар. Динамический диапазон относительно шумов не изменился. В лаборатории проведена проверка имитации работы с нефтяной платформы. Семиметровая струна в виде петли с удлинителями 30-метрового интернет-кабеля с двумя витыми парами подключена к блоку обработки и записи. Емкость этой струны, погруженной на 3,5 м в соленую воду, составляет ~ 1200 пФ, емкость 30-метрового кабеля 2400 пФ.

Эксперимент подтвердил, что зависимость сигнала от глубины погружения в соленую воду не меняется после 6 сут нахождения в воде струны из провода МС. Исследовано влияние ширины петли (расстояние между струнами) на принимаемый сигнал. В пресной воде нет зависимости сигнала от ширины петли. В соленой воде при уменьшении ширины до 2 мм сигнал не менялся, а при меньшей ширине при подъеме струны он устанавливался с задержкой в несколько секунд из-за появляющейся инерционности в связи с медленным стеканием воды. При погружении струны инерционности нет.

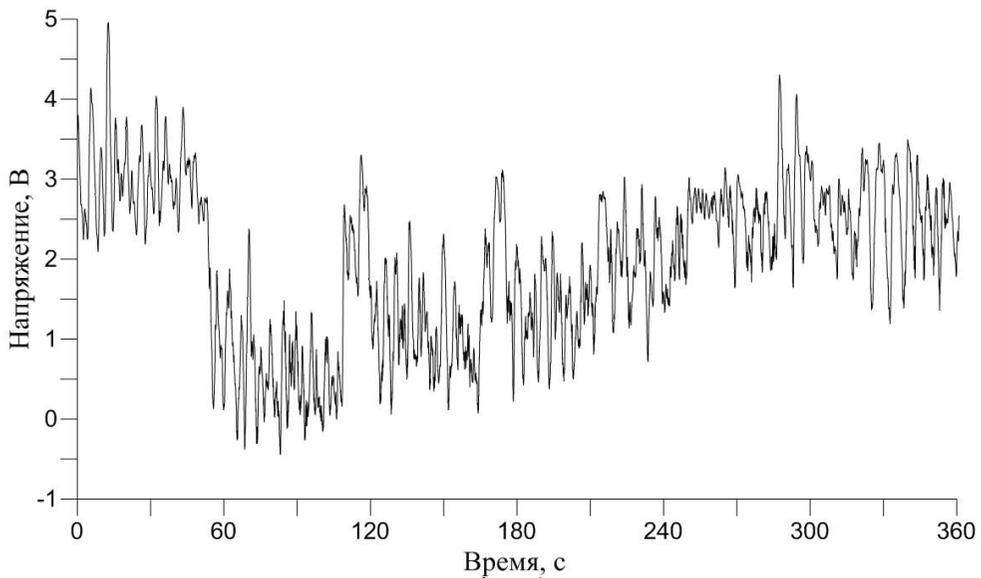
Это недостаток петлевой струны со сложенными вместе проводами. В однострунном волнографе инерционность не замечена, но у него меньше чувствительность. У петли не будет инерционности, если сделать достаточный за-

зор между проводами, например если закрепить провода с внешней или внутренней стороны термоколец, установленных через каждые 50–30 см струны. Но необходимо помнить, что минимальная измеряемая волна будет иметь длину в 4 раза больше ширины петли.

Некоторые результаты натурных измерений волнения с помощью волнографа

Измерения волнографом высот волн меньше 0,5 м проводились на реке в течение нескольких сезонов. При длительном нахождении в воде чувствительность струны не менялась [11].

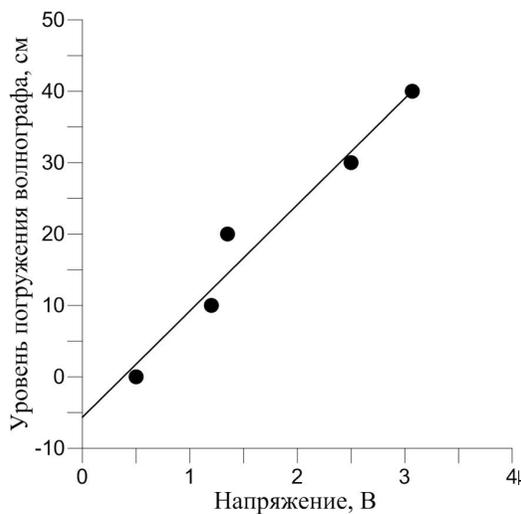
На море (Геленджик) для измерения волнения использовались струна-петля длиной 2,5 м из МС сечением 0,08 мм² и леска. На рис. 4 показана запись калибровки волнографа на море. Сначала волнограф регистрировал волнение на горизонте 0 см, затем – на высоте 40 см, затем – на высоте 30 см, затем – на высоте 20 и 10 см от нулевого горизонта.



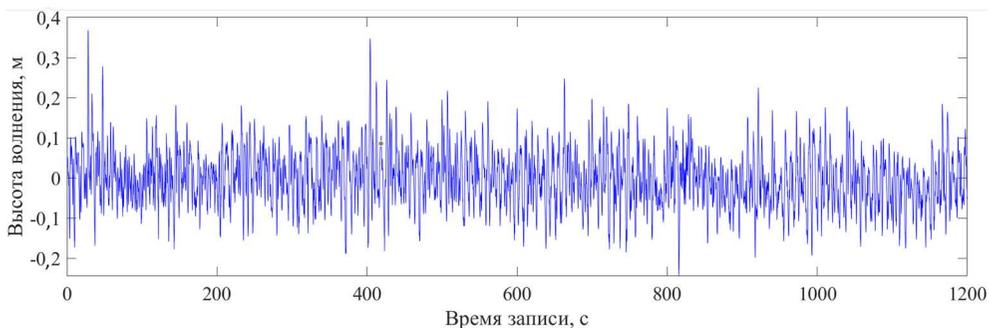
Р и с. 4. Калибровка волнографа
F i g. 4. Calibration of the wave gauge

В результате получена калибровочная прямая (рис. 5), точками показаны средние значения напряжения для разных уровней погружения волнографа. Уравнение этой прямой $h = 14,916U - 5,66$ используется для пересчета измеренного напряжения в высоту волны. Среднеквадратическое отклонение калибровочной прямой от экспериментальных точек составляет 3,6 см.

На рис. 6 приведена реализация калиброванного сигнала волнографа за 16.06.24 на полигоне в Геленджике. Длительность реализации равна 20 мин (1200 с).



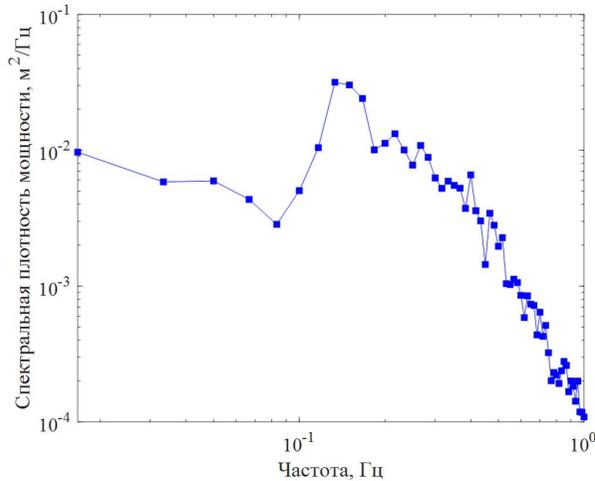
Р и с. 5. Калибровочная прямая волнографа
F i g. 5. Calibration line of the wave gauge



Р и с. 6. Реализация калиброванного сигнала волнографа
F i g. 6. Implementation of the calibrated signal of wave gauge

На рис. 7 показан спектр реализации возвышений волн (согласно рис. 6), полученный усреднением некоррелированных спектров (по непересекающимся реализациям длительностью 60 с). Под спектром подразумевается квадрат модуля преобразования Фурье возвышений волн, или спектральная плотность мощности. На нулевой частоте присутствует узкий пик, который убирается при вычитании средней составляющей сигнала волнографа (рис. 6).

Спектр на рис. 7 узкополосный с пиком на частоте 0,13 Гц и «расширением» у основания в сторону более высоких частот, т. е. в сторону более коротких волн по сравнению с длиной волны, соответствующей спектральному пику. Оценка по дисперсионному соотношению $\omega^2 = gk$ дает значение длины волны спектрального пика ~ 87 м.



Р и с. 7. Спектр возвышений волн, полученный усреднением некоррелированных спектров
F i g. 7. Wave elevation spectrum obtained by averaging the uncorrelated spectra

Выводы

Разработанный макет струнного волнографа с экранированным проводом для измерения волн в пресной и соленой воде имеет большой линейный динамический диапазон и может измерять длины волн от миллиметров до нескольких метров. Была измерена и подтверждена линейность динамического диапазона в струнах длиной до 7 м.

Основное достоинство струнного волнографа с экранированным проводом – отсутствие осаждения солей и замыкания от мелкого проводящего мусора, в результате при длительном нахождении в воде не меняется чувствительность струны.

Наличие емкостного мостика в блоке обработки дает возможность удалить струну от места обработки и записи сигнала, например с помощью интернет-провода длиной ~ 30 м, используя такой же провод в качестве компенсирующей емкости в другом плече мостика. В частности, можно располагать блоки обработки и записи сигнала струны далеко от воды, например на нефтяной платформе.

Предложен способ исключения взаимных наводок между струнами путем применения синхронного детектирования, что позволит создавать автономные решетки для регистрации двухмерного спектра волн. Использование провода МС в струнах с изоляцией из сплошного фторопласта дает возможность измерять уровень жидкости в агрессивных средах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зуйкова Э. М., Лучинин А. Г., Титов В. И. Определение характеристик пространственно-временных спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21, № 10. С. 1095–1102.
2. Мольков А. А., Долин Л. С. Определение характеристик ветрового волнения по подводному изображению морской поверхности // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 5. С. 617–630.

3. Салин Б. М., Салин М. Б. Комбинированный метод измерения трехмерных спектров волнения. I. Алгоритмы преобразования поля оптической яркости в распределение высот волнения // Известия вузов. Радиофизика. 2015. Т. 58, № 2. С. 123–133. EDN TQMLBF.
4. Смолов В. Е., Розвадовский А. Ф. Применение платформы Arduino для регистрации ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 467–479. EDN АКПВГ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-467-479>
5. Стерлядкин В. В., Куликовский К. В., Бадулин С. И. Натурные измерения формы морской поверхности и одномерного пространственного спектра волнения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, № 1. С. 270–285. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-1-270-285>
6. Retrieval of the Statistical Characteristics of Wind Waves From the Width and Shift of the Doppler Spectrum of the Backscattered Microwave Signal at Low Incidence Angles / M. Panfilova [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2020. Vol. 58, iss. 3. P. 2225–2231. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2955546>
7. Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года / В. А. Дулов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 325–347. EDN ESLTYQ.
8. Titov V. I., Antonov A. A. Reconstruction of Sea Surface Relief and Sea Wave Spectra Using a Sea Surface Image // Cosmic Research. 2024. Vol. 62 (Suppl 1). S150–S156. <https://doi.org/10.1134/S0010952524601270>
9. Experimental modelling of a multi-use floating platform for wave and wind energy harvesting / J. Sarmiento [et al.] // Ocean Engineering. 2019. Vol. 173. P. 761–773. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.12.046>
10. Uncertainty Assessment of Wave Elevation Field Measurement Using a Depth Camera / H. Kim [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. Vol. 11, iss. 3. 657. <https://doi.org/10.3390/jmse11030657>
11. Измерения спектра волнения на реке с помощью струнного волнографа и акустического волнографа / М. С. Рябкова [и др.] // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва : ИКИ РАН, 2022. С. 209. <https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a>

Об авторах:

Зуйкова Эмма Михайловна, ведущий электроник, отдел радиофизических методов в гидрофизике, ИПФ РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, БОКС-120, ул. Ульянова, д. 46), **ORCID ID: 0000-0003-0343-8879**, **SPIN-код: 6803-1490**, zuykova@ipfran.ru

Титченко Юрий Андреевич, заместитель заведующего отделом радиофизических методов в гидрофизике, ИПФ РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, БОКС-120, ул. Ульянова, д. 46), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7762-7731**, **SPIN-код: 5168-5939**, yuriy@ipfran.ru

Ковалдов Дмитрий Алексеевич, стажер-исследователь, лаборатория моделирования плазменных геофизических и астрофизических явлений, отдел геофизической электродинамики, ИПФ РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, БОКС-120, ул. Ульянова, д. 46), **ORCID ID: 0000-0002-9535-4949**, **SPIN-код: 8709-6624**, d.kovaldov@ipfran.ru

Караев Владимир Юрьевич, заведующий лабораторией анализа и моделирования спутниковых данных, отдел радиофизических методов в гидрофизике, ИПФ РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, БОКС-120, ул. Ульянова, д. 46), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4054-4905**, **SPIN-код: 9228-6684**, volody@ipfran.ru

Титов Виктор Иванович, старший научный сотрудник, отдел радиофизических методов в гидрофизике, ИПФ РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, БОКС-120, ул. Ульянова, д. 46), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9483-8231**, **SPIN-код: 6304-6773**, titov@ipfran.ru

Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний

Г. И. Долгих¹, С. Г. Долгих^{1, 2}, М. П. Иванов^{1, 2, ✉},
Е. Н. Пелиновский^{3, 4, 5}, Т. Г. Талипова³

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного
отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

² Институт автоматизации и процессов управления Дальневосточного отделения Российской
академии наук, Владивосток, Россия

³ Институт прикладной физики им. академика А. В. Гапонова-Грехова Российской академии
наук, Нижний Новгород, Россия

⁴ Национальный исследовательский университет – Высшая школа экономики,
Нижний Новгород, Россия

⁵ Нижегородский технический университет им. П. Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия
✉ Ivanov.mp@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 24.04.2025; одобрена после рецензирования 05.06.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Целью данной работы является изучение статистических характеристик фонового поля микросейсмических колебаний, зарегистрированных с помощью горизонтальных неравноплечих лазерных деформографов, а также оценка отклонений данных от нормального распределения.

Методы и результаты. Для исследования использовались данные двух лазерных деформографов (созданных на основе современных лазерно-интерференционных методов), установленных на морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» (Приморский край). Анализировались данные микродеформаций верхнего слоя земной коры, полученных с помощью лазерных деформографов с длиной измерительного плеча 52,5 м и ориентацией на север – юг и с длиной измерительного плеча 17,5 м и ориентацией на запад – восток. По данным лазерно-интерференционных приборов за 2019–2020 гг. проводился статистический анализ шумового поля микросейсмических колебаний. Рассматриваемый частотный диапазон (0,05–0,5 Гц) охватывает микросейсмические процессы, происходящих как в земле, так и в море (диапазон ветровых волн и волн зыби). Проведен комплексный анализ статистических свойств сигналов, включая оценку коэффициентов асимметрии и эксцесса, и выявлены отклонения от нормального распределения. Для описания плотности функции распределения использован ряд Грама – Шарлье, который соответствует реальным данным с наилучшим коэффициентом корреляции. Эксцесс в обоих компонентах преимущественно положительный, что указывает на вероятность выбросов большой амплитуды.

Выводы. Проведенный анализ позволил количественно оценить отклонения фонового сигнала от нормального распределения и выявить его статистические особенности. Результаты, полученные в ходе исследования, важны для анализа фоновых характеристик микросейсм, отклонения от которых позволяют изучать физические механизмы генерации и взаимодействия океанических, атмосферных и литосферных процессов.

Ключевые слова: микросейсмические колебания, лазерный деформограф, шумовые характеристики, статистические характеристики, коэффициент асимметрии, коэффициент эксцесса, преобразование Фурье, ряд Грама – Шарлье

Благодарности: данная работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Для цитирования: Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний / Г. И. Долгих [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 611–630. EDN WCRRTV.

Original article

Statistical Characteristics of the Background Microseismic Field

G. I. Dolgikh¹, S. G. Dolgikh^{1, 2}, M. P. Ivanov^{1, 2, ✉},
E. N. Pelinovsky^{3, 4, 5}, T. G. Talipova³

¹ V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

² Institute of Automation and Control Processes, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

³ A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

⁴ Higher School of Economics University, Nizhny Novgorod, Russia

⁵ Nizhny Novgorod State Technical University n. a. R. E. Alekseev, Nizhny Novgorod, Russia
✉ Ivanov.mp@poi.dvo.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to investigate the statistical characteristics of background microseismic field recorded using horizontal unequal-arm laser strainmeters, as well as to assess the data deviations from a normal distribution.

Methods and Results. The research involved the data from two laser strainmeters developed on the basis of modern laser-interference techniques and installed at the marine experimental station of POI FEB of RAS “Shults Cape” (Primorsky Krai). The analysis was focused at the microdeformations of the Earth's crust upper layer measured by the laser strainmeters with measuring arm lengths 52.5 m (north – south orientation) and 17.5 m (west – east orientation). The microseismic noise field was statistically analyzed using the data from laser-interference devices for 2019–2020. The frequency range under consideration (0.05–0.5 Hz) includes microseisms of the events generated both by terrestrial and marine processes (the range of wind and swell waves). The statistical features of signals were comprehensively analyzed including the assessment of skewness and kurtosis coefficients, also the deviations from normal distribution were revealed. The Gram-Charlier series which shows the best correlation with the empirical data was applied to describe the density of probability function. Kurtosis was predominantly positive for both components that indicated a high likelihood of large-amplitude outliers.

Conclusions. The performed analysis made it possible to assess quantitatively the background signal deviations from normal distribution, and to reveal its statistical features. The obtained results are very important for analyzing the background characteristics of microseisms, since the deviations from them allow studying the physical mechanisms of generation and interaction of oceanic, atmospheric and lithospheric processes.

Keywords: microseismic oscillations, laser strainmeter, noise characteristics, statistical characteristics, skewness coefficient, kurtosis coefficient, Fourier transform, Gram-Charlier series

Acknowledgments: The study was carried out with partial financial support from grant No. 075-15-2024-642 “Study of the processes and patterns of occurrence, development and transformation of catastrophic phenomena in the oceans and at the continents using seismoacoustic monitoring methods”.

For citation: Dolgikh, G.I., Dolgikh, S.G., Ivanov, M.P., Pelinovsky, E.N. and Talipova, T.G., 2025. Statistical Characteristics of the Background Microseismic Field. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 624-642.

Введение

Изучение фонового поля Земли является необходимым для понимания взаимодействий в системе атмосфера – гидросфера – литосфера. Успешное изучение взаимодействий невозможно без проведения экспериментальных исследований в каждой из геосфер и последующего сопоставления полученных данных. В последнее время основными измерительными приборами являются сейсмометры, микробарографы, волнографы, волновые радары и т. п. Сейсмометры позволяют регистрировать смещение грунта [1], микробарографы – вариации атмосферного давления [2], а волнографы и волновые радары измеряют различные характеристики морского волнения [3, 4]. Сопоставление полученных экспериментальных данных позволяет выявить новые закономерности взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы в различных диапазонах частот.

В настоящей работе исследуются микросейсмические колебания, регистрируемые специальным измерительным комплексом, установленным на береговых скалах Японского моря на м. Шульца, где расположен один из полигонов Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН [5]. Для этого применяется высокоточная аппаратура, позволяющая регистрировать в широком диапазоне частот не только микросейсмы, вызванные сильными природными событиями – тайфунами [6], землетрясениями [7], атмосферными фронтами [8], – но и фоновые колебания, обусловленные, например, регулярным ветровым волнением [9].

Изучение фоновых колебаний позволяет фиксировать микросейсмическую активность с предельно низкими амплитудами и проводить детальный анализ динамических характеристик зарегистрированных микросейсмических сигналов.

Высокоточная аппаратура состоит из созданных на основе современных лазерно-интерференционных методов лазерных деформографов [10]. В настоящем исследовании использованы данные двух лазерных деформографов, описанных ниже. Они установлены вдали от населенных пунктов и транспортных потоков и регистрируют процессы, происходящие на стыке вода – суша с учетом атмосферных явлений. Исследованию статистических характеристик фонового сигнала, регистрируемого деформографами, посвящена настоящая работа.

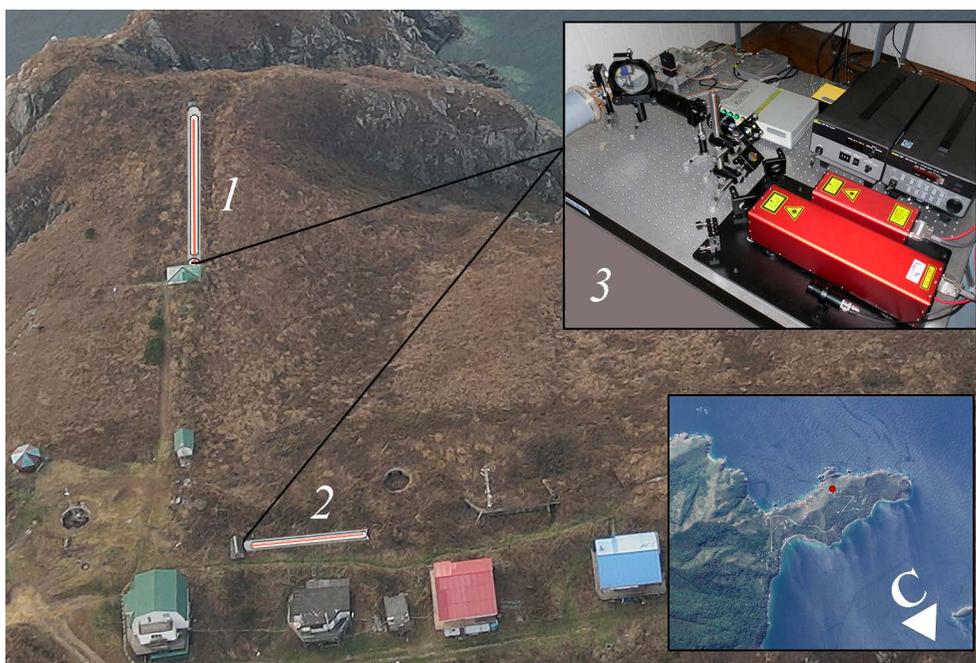
Нас интересовал диапазон частот 0,05–0,5 Гц (периоды 2–20 с), который соответствует микросейсам, возбуждаемым морскими волнами (ветровые волны и зыбь). Эти колебания практически всегда возникают на записях, поскольку морские волны регулярно разбиваются внизу у подножия скал и генерируют таким образом соответствующие микросейсмы. Указанный диапазон частот характеризуется высокой энергетической насыщенностью и чувствителен к изменениям в гидросфере [11, 12]. Кроме того, в этот диапазон попадают частоты, соответствующие колебаниям атмосферного давления (тайфуны, грозовые фронты) и антропогенным факторам (движение машин, кораблей или людей). Эти колебания нерегулярны и не слишком интенсивны, но тем не менее они также присутствуют в записях.

Выделение интересующих сигналов невозможно без определения шумовых характеристик микросейсм [13–15]. Последние исследования в данной области направлены на анализ частотных спектров и величины энергии, передающейся из океана в земную кору [16, 17]. При этом статистические характеристики фонового шума (вероятностные распределения и статистические моменты) до сих пор остаются неизученными. Эти характеристики крайне важны для оптимального выделения полезных сигналов, так как позволяют минимизировать искажения и улучшить точность анализа.

Целью данной работы является изучение статистических характеристик шумового поля микросейсм, зарегистрированных с помощью двух деформографов, и оценки отклонений данных от нормального распределения. Изучение шумового поля проводится на основе экспериментальных данных, полученных с высокой точностью в относительно спокойных погодных условиях. Впервые проведен анализ асимметрии и эксцесса для сигналов двух ортогонально ориентированных компонент.

Измерительная аппаратура

Натурные данные получены с помощью двух лазерных деформографов, установленных на морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» на юге Приморского края.



Р и с. 1. Место расположения лазерных деформографов. На рисунке изображены компоненты Север – Юг (1) и Запад – Восток (2), а также оптическая часть лазерного деформографа (3)

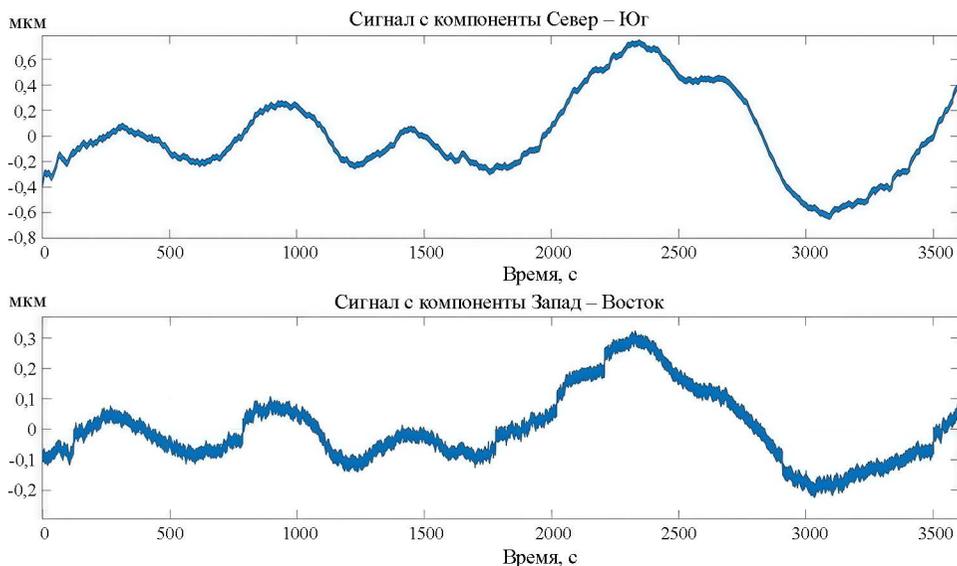
F i g. 1. Location of laser strainmeters. The north – south (1) and west – east (2) components, as well as the optical part of laser strainmeter (3) are shown

Они созданы на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона [18] с применением в качестве источника света частотно-стабилизированного гелий-неонового лазера с долговременной стабильностью 10^{-10} – 10^{-11} , что позволяет регистрировать вариации микродеформаций верхнего слоя земной коры в частотном диапазоне 0 Гц (условно) – 10 кГц с точностью 52,5 нм. Лазерные деформографы расположены на берегу Японского моря под углом 92° друг к другу (рис. 1) в подземных термоизолированных помещениях с ориентацией на север – юг и запад – восток с длинами измерительных плеч 52,5 и 17,5 м соответственно. В каждый момент времени оба интерферометра выдают две проекции сигнала. Сигналы с приборов после предварительной обработки формируются в часовые файлы с частотой дискретизации 1000 Гц.

Для выбора участков записей приборов с «максимально» фоновыми колебаниями использовались данные лазерного нанобарографа [19], метеостанции и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы [20]. Выбирались данные, когда на записях приборов амплитуды колебаний и волн в диапазоне частот 0,05–0,5 Гц были минимальными. Эти данные позволяют проводить комплексный анализ сейсмических фоновых полей в прибрежной зоне.

Анализ данных

Нами были выбраны для обработки 16 фрагментов фоновой записи в обеих проекциях в относительно спокойную погоду, без особенно сильных выбросов, длиной 1 ч. Записи сделаны в 2019 и 2020 гг. Характеристики фрагментов приведены ниже в табл. 1, где указаны дата и начало записи. Один из образцов часовой записи двумя интерферометрами показан на рис. 2. В принципе уже на глаз видна хорошая корреляция между ними. Некоторые различия между внешним видом сигналов обусловлены разными длинами плеч интерферометров.



Р и с. 2. Пример часовой записи сигнала, полученного с двух деформографов. По вертикали отложены вариации микродеформаций земной коры (мкм)

Fig. 2. Example of an hour-long record of the signal received from two strainmeters. The vertical axis shows variations in microdeformations of the Earth's crust (μm)

Таблица 1
Table 1

Данные обработки для компоненты Север – Юг
Processing data for the north – south component

Номер файла / File number	Начало записи (1 ч), UTC / Start of record (1 hr), UTC	Дата начала записи / Date of record start	Средняя скорость ветра, м/с / Average wind speed, m/s	σ (СЮ), мкм / σ (NS), μm	Sk (СЮ) / Sk (NS)	Ku (СЮ) / Ku (NS)	Pe Гаусса (СЮ), % / Pe of Gauss (NS), %	Pe Грама – Шарлье (СЮ), % / Pe of Gram – Charlier (NS), %
1	16:34:11	07.06.2019	1,7	0,00006	0,074	2,10	97,3	98,1
2	16:14:12	25.06.2019	8,4	0,00021	-0,029	0,72	98,6	98,7
3	16:09:22	12.07.2019	1,1	0,00007	0,007	0,50	99,1	99,2
4	20:09:23	12.07.2019	1,7	0,00008	0,047	-0,22	99,1	99,3
5	23:09:24	12.07.2019	4,4	0,00013	-0,004	0,55	98,7	99,3
6	16:09:30	13.07.2019	5,1	0,00013	-0,068	2,65	97,2	96,3
7	16:09:39	14.07.2019	4,5	0,00008	-0,091	0,43	98,8	99,2
8	13:09:46	15.07.2019	3,2	0,00024	-0,051	1,14	97,9	99,1
9	16:10:04	17.07.2019	7,1	0,00013	0,097	0,39	98,7	99,3
10	16:37:29	20.07.2019	9,2	0,00044	0,118	2,30	87,5	97,5
11	16:56:39	24.07.2019	2,4	0,00007	-0,060	1,21	99,1	98,3
12	06:10:06	02.08.2019	5,5	0,00025	0,055	0,82	97,9	99,1
13	16:11:02	07.08.2019	8,5	0,00108	0,112	1,47	97,2	98,9
14	16:11:39	11.08.2019	4,6	0,00015	0,025	0,66	98,9	99,5
15	16:17:16	08.06.2020	1,5	0,00011	0,100	0,02	99,3	99,4
16	19:49:27	19.09.2020	4,5	0,00010	-0,124	1,74	95,0	99,2

Таблица 2
Table 2

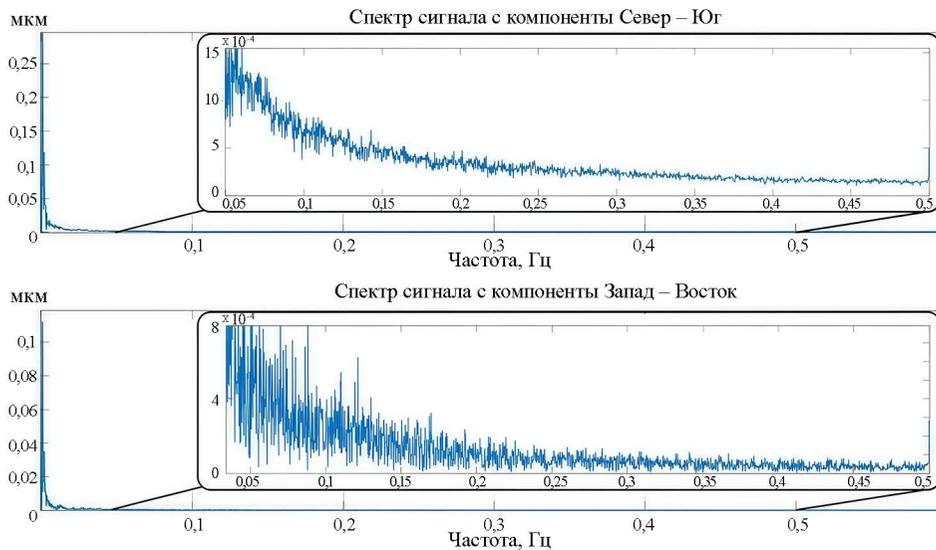
Данные обработки для компоненты Запад – Восток
Processing data for the west – east component

Номер файла / File number	Начало записи (1 ч), UTC / Start of record (1 hr), UTC	Дата начала записи / Date of record start	Средняя скорость ветра, м/с / Average wind speed, m/s	$\sigma(ЗВ)$, мкм / $\sigma(WE)$, μm	$Sk(ЗВ) / Sk(WE)$	$Ku(ЗВ) / Ku(WE)$	Pe Гаусса (ЗВ), % / Pe of Gauss (WE), %	Pe Грама – Шарлье (ЗВ), % / Pe of Gram – Charlier (WE), %
1	16:34:11	07.06.2019	1,7	0,00023	0,165	2,77	98,0	95,2
2	16:14:12	25.06.2019	8,4	0,00061	0,159	0,61	98,6	98,7
3	16:09:22	12.07.2019	1,1	0,00018	0,023	1,76	98,3	98,0
4	20:09:23	12.07.2019	1,7	0,00016	0,059	1,23	99,0	98,6
5	23:09:24	12.07.2019	4,4	0,00074	0,200	0,96	97,3	99,4
6	16:09:30	13.07.2019	5,1	0,00065	-0,250	4,76	82,5	92,7
7	16:09:39	14.07.2019	4,5	0,00035	0,051	0,33	99,0	99,1
8	13:09:46	15.07.2019	3,2	0,00126	-0,022	1,42	97,6	98,9
9	16:10:04	17.07.2019	7,1	0,00041	0,111	1,34	98,8	99,
10	16:37:29	20.07.2019	9,2	0,00317	-0,097	0,84	93,9	97,1
11	16:56:39	24.07.2019	2,4	0,00037	-0,017	2,79	97,3	96,1
12	06:10:06	02.08.2019	5,5	0,00124	-0,018	1,08	97,3	99,0
13	16:11:02	07.08.2019	8,5	0,00512	0,071	1,17	98,5	99,1
14	16:11:39	11.08.2019	4,6	0,00151	-0,318	1,56	96,7	98,9
15	16:17:16	08.06.2020	1,5	0,00022	-0,285	0,91	97,9	98,7
16	19:49:27	19.09.2020	4,5	0,00077	0,008	1,30	97,7	99,0

Эти данные подвергались предварительной обработке с использованием пакета *MatLab*. На рис. 3 представлен модуль спектра сигнала, полученный с помощью быстрого преобразования Фурье и характеризующий распределение спектральных амплитуд:

$$X_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot e^{-i2\pi \frac{kn}{N}}, \quad (1)$$

где $N = 7200000$.

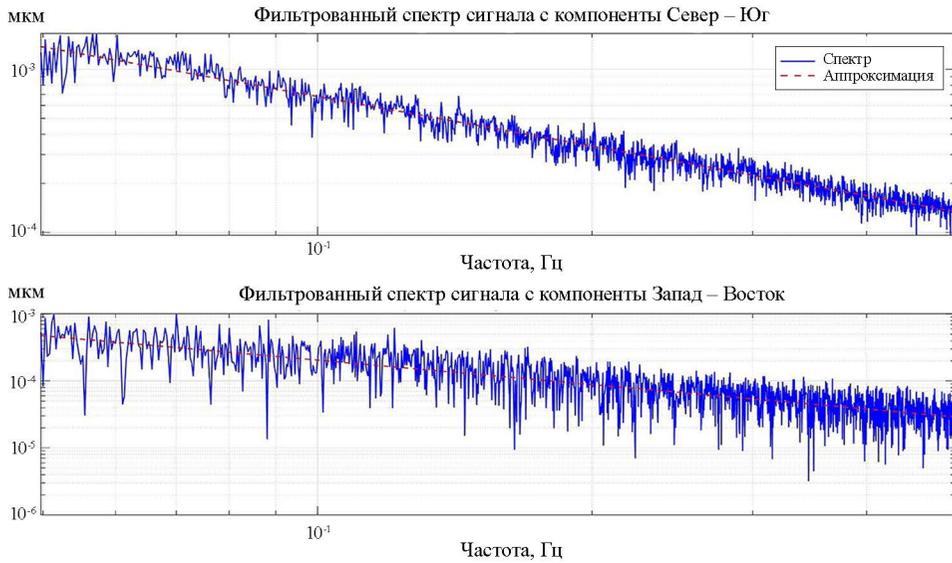


Р и с. 3. Спектр сигнала, полученного с двух деформографов (во вкладках показан спектр в увеличенном масштабе в диапазоне 0,05–0,5 Гц). По вертикали отложены вариации микродеформаций земной коры (мкм)

F i g. 3. Spectrum of the signal received from two strainmeters (tabs show the enlarged spectrum in the range 0.05–0.5 Hz). The vertical axis shows variations in microdeformations of the Earth's crust (μm)

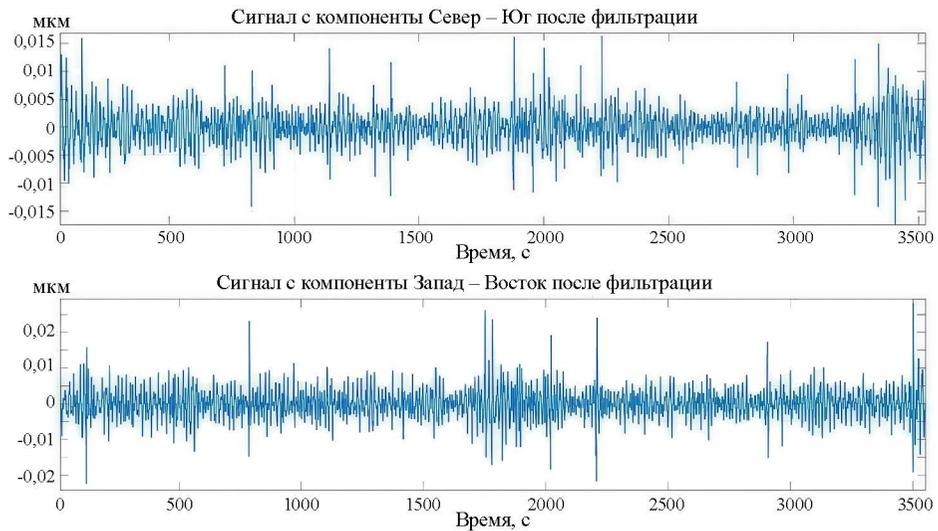
Полученные спектры сигналов использованы для анализа частотного состава шумового поля. Преобразование Фурье позволило разложить сигнал по составляющим частотам и определить в них доминирующие диапазоны. Для исключения высокочастотных шумов и выделения микросейсм, которые в значительной степени обусловлены волновыми воздействиями на берег и морское дно, применен полосовой фильтр. Полоса пропускания фильтра ограничивалась диапазоном 0,05–0,5 Гц, что соответствует периоду 2–20 с, характерному для ветровых волн, зыби, микросейсм. Это позволило сузить спектр анализируемых частот до целевого диапазона, исключая ненужные шумовые высокочастотные составляющие и выделяя полезный сигнал, соответствующий характерным периодам микросейсм. Также для визуализации частотной составляющей был построен спектр сигнала после фильтрации полосовым фильтром в логарифмическом масштабе по обеим координатам (рис. 4) и проведен анализ наклона частотного спектра ω^{-p} . Аппроксимация показала, что для компоненты Север – Юг показатель степени p составил 1, а для компоненты Запад – Восток $p = 1,2$. В энергетическом спектре показатель увеличивается вдвое и $p =$

= 2–2,4 лежит в диапазоне степеней гидродинамической турбулентности (5/3) и ветровых волн на мелководье (3).



Р и с. 4. Спектр сигнала после фильтрации полосовым фильтром в логарифмическом масштабе в диапазоне частот 0,05–0,5 Гц. По вертикали отложены вариации микродеформаций земной коры (мкм)

F i g. 4. Signal spectrum after filtration with a bandpass filter on a logarithmic scale in the frequency range 0.05–0.5 Hz. The vertical axis shows variations in microdeformations of the Earth's crust (μm)



Р и с. 5. Сигнал после фильтрации полосовым фильтром для двух компонент деформографов. По вертикали отложены вариации микродеформаций земной коры (мкм)

F i g. 5. Signal after filtration with a bandpass filter for two components of strainmeters. The vertical axis shows variations in microdeformations of the Earth's crust (μm)

Далее восстановлены сигналы с двух деформографов после фильтрации (рис. 5) с использованием обратного преобразования Фурье:

$$x_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X_k \cdot e^{i2\pi \frac{kn}{N}} . \quad (2)$$

Фильтрованные сигналы обладают стабильной структурой с хорошо выделяемым шумовым фоном. Эти данные обработаны с использованием статистических методов. В первую очередь для каждого фрагмента в двух проекциях рассчитаны средние значения и среднеквадратические отклонения. Так как оба деформографа имеют разную длину, а величина сигнала пропорциональна длине (расстоянию, проходимому светом), мы провели нормировку сигнала к эффективной длине в один метр [21]. Первые статистические моменты определялись по следующим стандартным формулам математической статистики:

среднее значение

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i , \quad (3)$$

среднеквадратическое отклонение

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} . \quad (4)$$

Вычислены также третий и четвертый моменты: коэффициент асимметрии

$$Sk = \frac{1}{N \cdot \sigma^3} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3 , \quad (5)$$

коэффициент эксцесса

$$Ku = \frac{1}{N \cdot \sigma^4} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4 - 3 . \quad (6)$$

Рассчитанные по приведенным выше данным плотности функции распределения сравнивались с гауссовым распределением:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right)} . \quad (7)$$

На рис. 6–11 показаны рассчитанные гистограммы, сопоставленные с гауссовым распределением. Чтобы оценить отклонения от гауссовой кривой, мы также нанесли на графики для сравнения ряд Грама – Шарлье [22], который обычно используется при относительно малых отклонениях от нормального процесса:

$$f_{GC}(z) = f(z) \left(1 + \frac{Sk}{6}(z^3 - 3z) + \frac{Ku}{24}(z^4 - 6z^2 + 3) \right), \quad (8)$$

где $z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$.

Для оценки точности этих аппроксимаций мы использовали проценты объясненной дисперсии (*SSE*) [23], в частности сумму квадратов отклонений:

$$SSE = \sum_{i=1}^N \left(y_{\text{гистограмма}}(x_i) - y_{\text{модель}}(x_i) \right)^2. \quad (9)$$

Здесь $y_{\text{гистограмма}}(x_i)$ – значения плотности вероятности, полученные из экспериментальных данных. Эти значения представляют собой плотность вероятности, вычисленную по нормированным данным и разложенную по интервалам; $y_{\text{модель}}(x_i)$ – значения, предсказанные теоретической формулой (распределением Гаусса или рядом Грама – Шарлье) для каждого значения. Сумма квадратов отклонений частот гистограммы имеет вид

$$Total\ Variance = \sum_{i=1}^N \left(y_{\text{гистограмма}}(x_i) - \bar{y} \right)^2. \quad (10)$$

По формулам (9) и (10) можно вычислить процент объясненной дисперсии *Pe*:

$$Pe = \left(1 - \frac{SSE}{Total\ Variance} \right) \cdot 100. \quad (11)$$

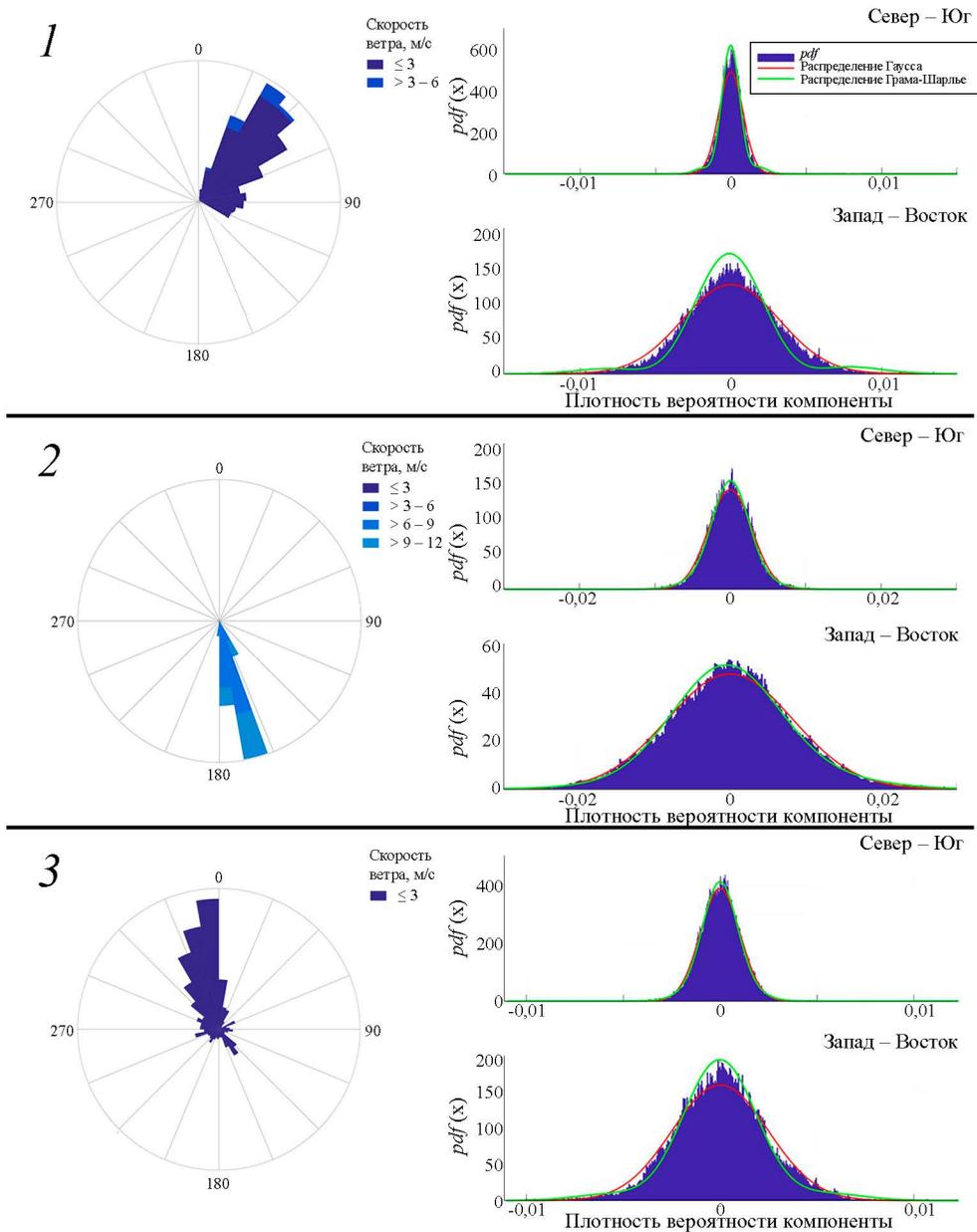
Также учитывались значения средней скорости ветра, полученные в период записи двух деформографов. Все эти данные приведены в табл. 1 для компоненты Север – Юг и в табл. 2 – для компоненты Запад – Восток.

На рис. 6–11 представлены гистограммы распределения сигнала, измеренного деформографами, ориентированными в направлениях компонент Север – Юг и Запад – Восток (см. фрагменты в табл. 1 и 2). На рисунках также изображены розы ветров в период записи деформографов. Гистограммы показаны синими столбцами, красная кривая представляет нормальное (гауссово) распределение, зеленая кривая – распределение Грама – Шарлье. Очевидно, распределение Грама – Шарлье описывает реальные распределения лучше, чем гауссова кривая.

Таким образом, проведенный анализ показал, что фоновый сигнал в частотном диапазоне 0,05–0,5 Гц обладает характеристиками, близкими к нормальному процессу. Отклонения от нормальности могут быть количественно оценены с использованием поправочных слагаемых в ряде Грама – Шарлье.

Анализ 16 записей показал, что для компоненты Север – Юг в 9 случаях наблюдается положительная асимметрия ($Sk > 0$) и в 7 случаях – отрицательная ($Sk < 0$), а для компоненты Запад – Восток в 8 случаях наблюдается положительная асимметрия и также в 8 случаях – отрицательная. Экссесс *Ku* в обеих компонентах преимущественно положительный, только одно значение эксцесса для компоненты Север – Юг является отрицательным. Как известно, положительные значения эксцесса указывают на повышенную вероятность возникновения выбросов большой амплитуды, которые теперь связывают

с волнами-убийцами [24]. Для их анализа, однако, требуются существенно бóльшие длины записей.



Р и с. 6. Плотность вероятности нормированных значений сигнала с двух деформографов, ориентированных в направлениях компонент Север – Юг и Запад – Восток: 1 – 07.06.2019 в период времени 16:34:11–17:34:11; 2 – 25.06.2019 в период времени 16:14:12–17:14:12; 3 – 12.07.2019 в период времени 16:09:22–17:09:22

F i g. 6. Probability density of the normalized signal values from two strainmeters oriented in the north – south and west – east directions. 1 – 06.07.2019 during the time period from 16:34:11 to 17:34:11, 2 – 06.25.2019 – from 16:14:12 to 17:14:12, and 3 – 07.12.2019 – from 16:09:22 to 17:09:22

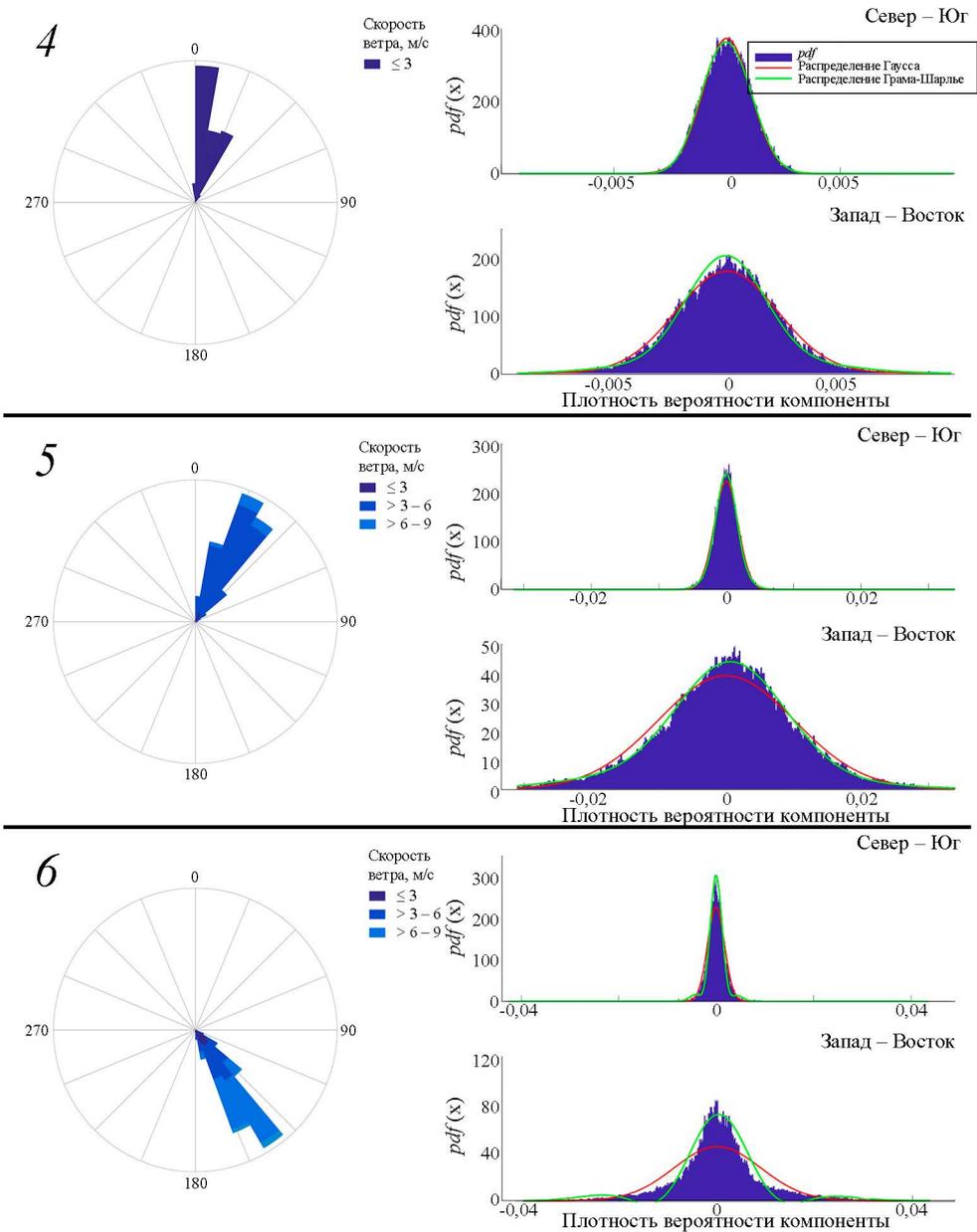
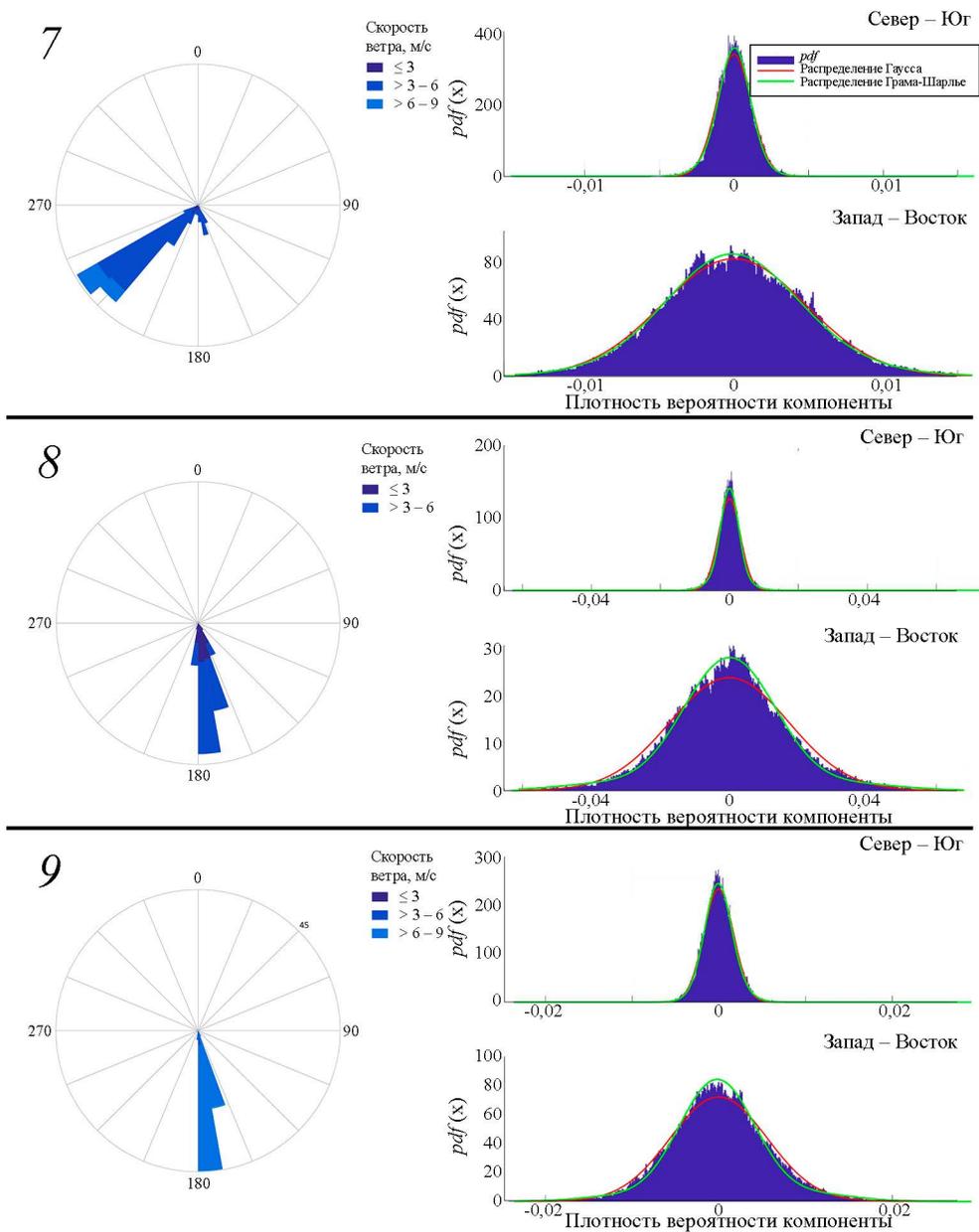


Рис. 7. То же, что на рис. 6, для других дат: 4 – 12.07.2019 в период времени 20:09:23–21:09:23; 5 – 12.07.2019 в период времени 23:09:24–00:09:24; 6 – 13.07.2019 в период времени 16:09:30–17:09:30

Fig. 7. The same as in Fig. 6, for other dates: 4 – 12.07.2019 during the time period from 20:09:23 to 21:09:23, 5 – 12.07.2019 – from 23:09:24 to 00:09:24, and 6 – 13.07.2019 – from 16:09:30 to 17:09:30



Р и с. 8. То же, что на рис. 6, для других дат: 7 – 14.07.2019 в период времени 16:09:39–17:09:39; 8 – 15.07.2019 в период времени 13:09:46–14:09:46; 9 – 17.07.2019 в период времени 16:10:04–17:10:04

F i g. 8. The same as in Fig. 6, for other dates: 7 – 07.14.2019 during the time period from 16:09:39 to 17:09:39, 8 – 07.15.2019 – from 13:09:46 to 14:09:46, and 9 – 07.17.2019 – from 16:10:04 to 17:10:04

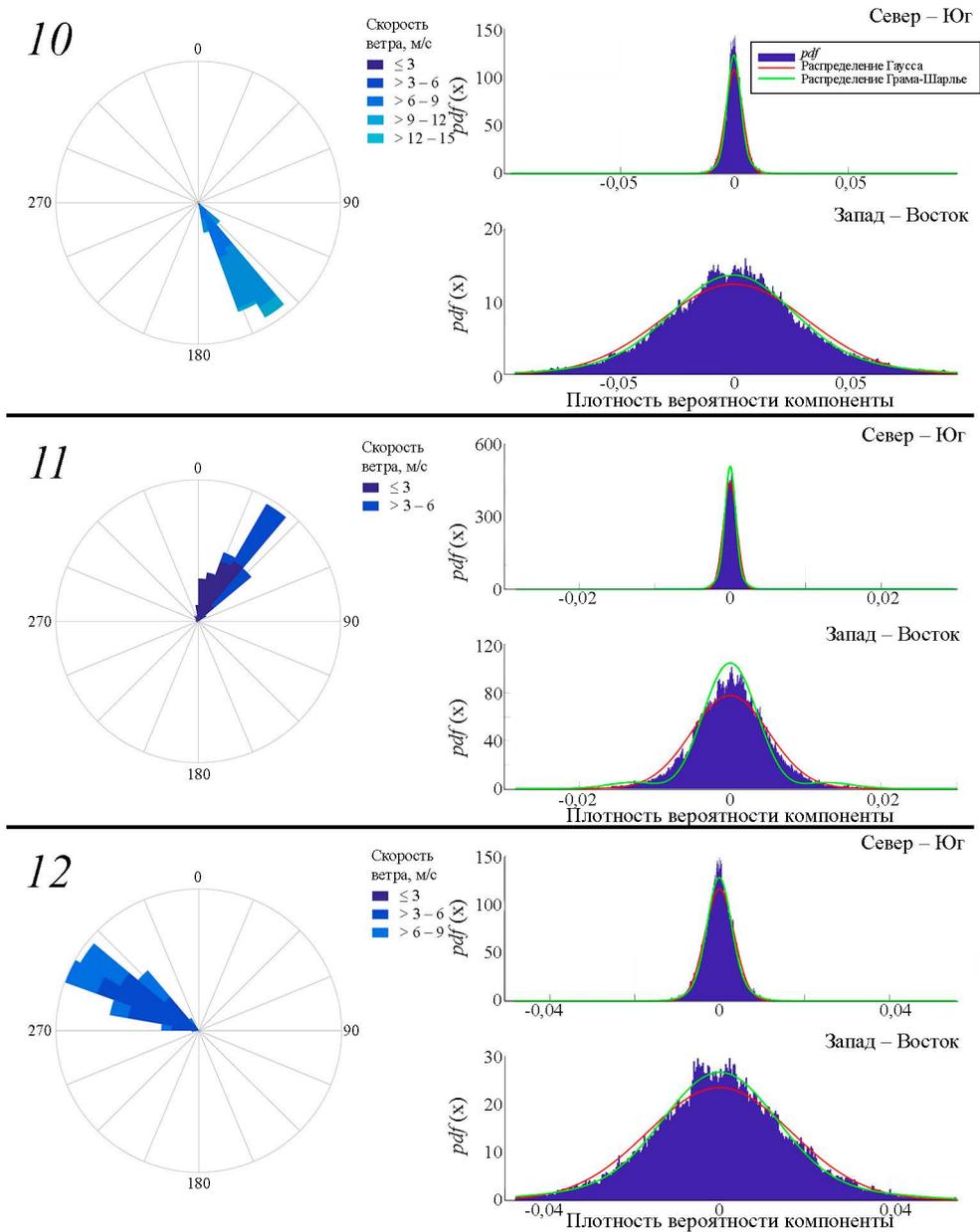
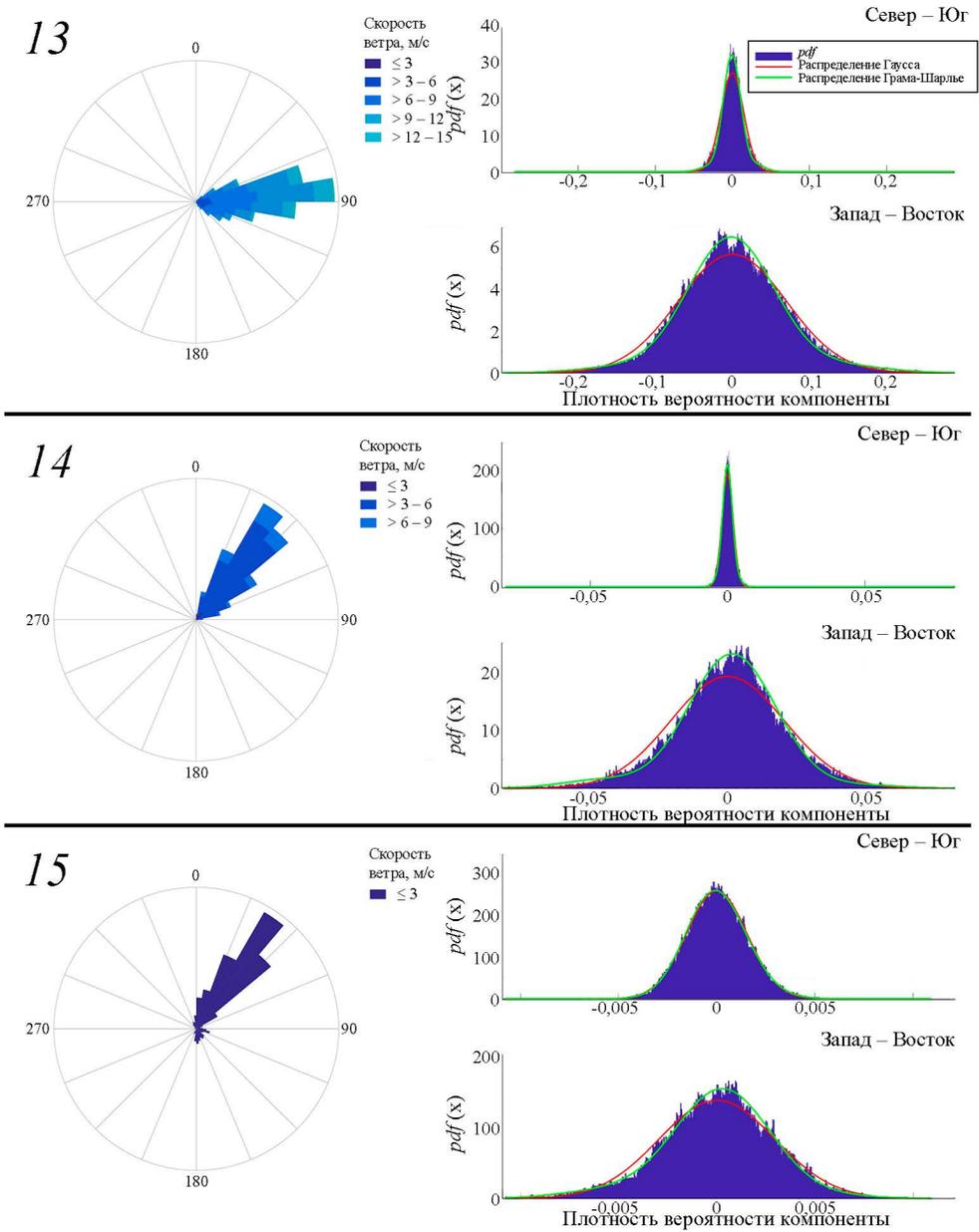


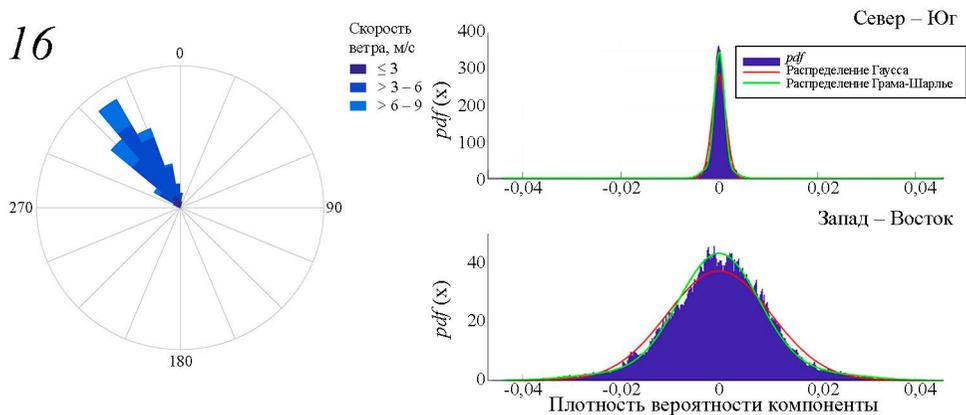
Рис. 9. То же, что на рис. 6, для других дат: 10 – 20.07.2019 в период времени 16:37:29–17:37:29; 11 – 24.07.2019 с в период времени 16:56:39–17:56:39; 12 – 02.08.2019 в период времени 06:10:06–07:10:06

Fig. 9. The same as in Fig. 6, for other dates: 10 – 07.20.2019 during the time period from 16:37:29 to 17:37:29, 11 – 07.24.2019 – from 16:56:39 to 17:56:39, and 12 – 08.02.2019 from 06:10:06 to 07:10:06



Р и с. 10. То же, что на рис. 6, для других дат: 13 – 07.08.2019 в период времени 16:11:02–17:11:02; 14 – 11.08.2019 в период времени 16:11:39–17:11:39; 15 – 08.06.2020 в период времени 16:17:16–17:17:16

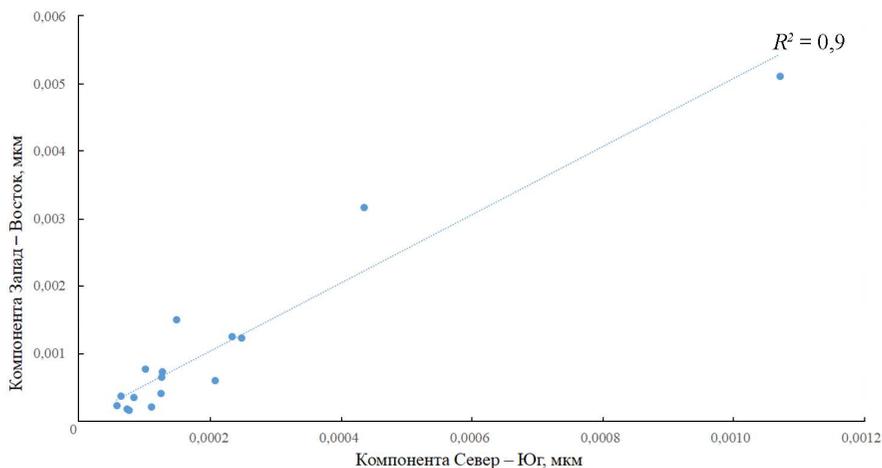
F i g. 10. The same as in Fig. 6, for other dates: 13 – 07.08.2019 during the time period from 16:11:02 to 17:11:02, 14 – 11.08.2019 – from 16:11:39 to 17:11:39, and 15 – 08.06.2020 – from 16:17:16 to 17:17:16



Р и с. 11. То же, что на рис. 6, для другой даты: 16 – 19.09.2020 в период времени 19:49:27–20:49:27

F i g. 11. The same as in Fig. 6, for another date: 16 – 09.19.2020 during the time period from 19:49:27 to 20:49:27

С использованием полученных данных был проведен анализ связей между компонентами. На рис. 12 показан график корреляции среднеквадратического отклонения для двух компонент интерферометров Север – Юг и Запад – Восток, на котором представлен линейный тренд, а также вычислен коэффициент достоверности аппроксимации R^2 , равный 0,9. Данная связь, вероятно, объясняется проявлением общих физических процессов, таких как ветровые нагрузки, динамика морских волн, атмосферные возмущения и приливные явления, которые одновременно влияют на обе компоненты.

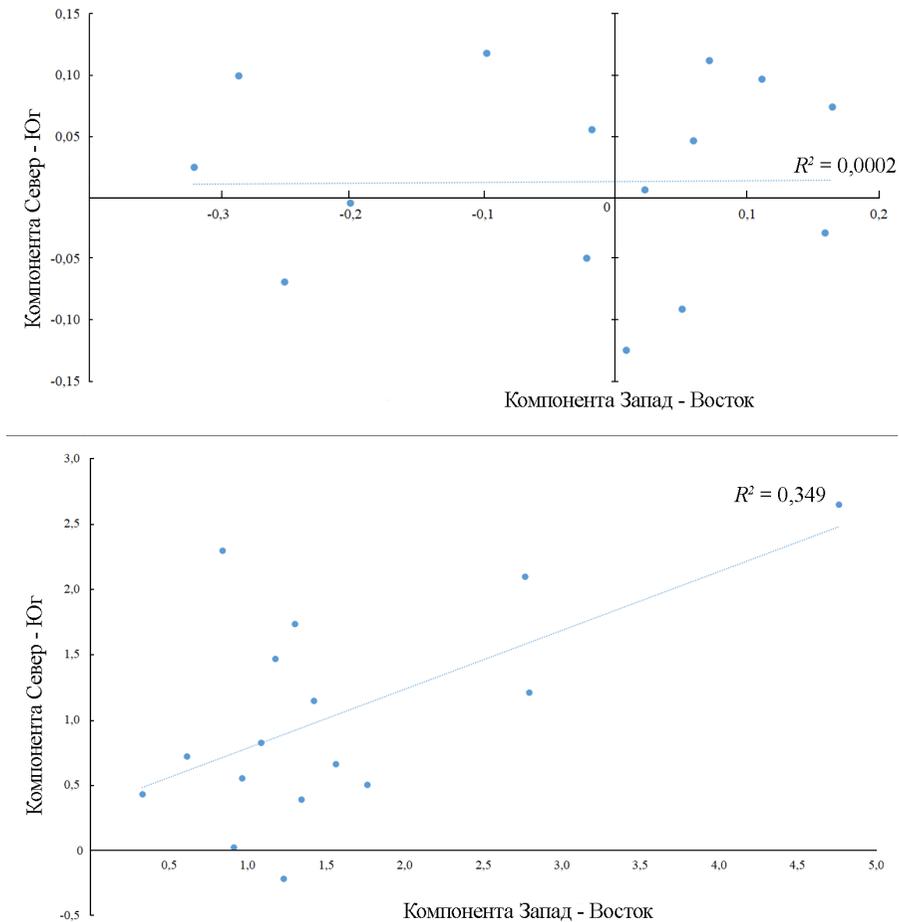


Р и с. 12. Корреляция среднеквадратического отклонения компоненты Запад – Восток от компоненты Север – Юг

F i g. 12. Correlation graph of standard deviation of the west – east component from the north – south one

Также был построен график корреляции коэффициента асимметрии и эксцесса (рис. 13) для двух компонент деформографов и вычислен коэффициент

детерминации: для асимметрии он составляет 0,0002, для эксцесса 0,35. Судя по фрагментам рис. 13, связь между этими компонентами практически отсутствует, так что, скорее всего, они более чувствительны к особенностям внешних воздействий.



Р и с. 13. Корреляция асимметрии (вверху) и эксцесса (внизу) для компонент Север – Юг и Запад – Восток
F i g. 13. Correlation graph of skewness (top) and kurtosis (bottom) for the west – east and north – south components

Заклучение

Впервые проведен подробный статистический анализ фонового поля, зарегистрированного лазерными деформографами на м. Шульца в Японском море в период 2019–2020 гг. Статистическая обработка сигнала проводилась после частотной фильтрации полосовым фильтром 0,05–0,5 Гц и последующего восстановления сигнала, при этом убирался тренд и высокочастотные компоненты. Для фрагментов записей (всего 16) строились соответствующие

гистограммы сигнала. Получено, что в общем распределение близко к нормальному, но все же лучше описывается распределением Грама – Шарлье. Анализ 16 записей показал, что для компоненты Север – Юг в 9 случаях наблюдается положительная асимметрия и в 7 случаях — отрицательная, а для компоненты Запад – Восток в 8 случаях наблюдается положительная асимметрия и также в 8 – отрицательная. Экссесс в обеих компонентах преимущественно положительный. Только одно значение эксцесса для компоненты Север – Юг является отрицательным.

Проведенное исследование дает характеристики фонового шума, необходимые для последующего процесса выделения на этом фоне полезных сигналов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизический полигон «Мыс Шульца» / Г. И. Долгих [и др.] // Вестник ДВО РАН. 2010. № 5. С. 165–169.
2. *Виноградов А. Н., Виноградов Ю. А., Маловичко А. А.* Применение сейсмоинфразвукового метода мониторинга природной среды для контроля геодинамического режима в зонах активного освоения недр Карского шельфа и Ямала // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. Т. 4, № 19. С. 22–31.
3. *Ковалев Д. П., Ковалев П. Д.* Волны цунами у юго-восточного побережья о. Сахалин, вызванные извержением вулкана Хунга–Тонга–Хунга–Хаапай 15 января 2022 года по наблюдениям донными волнографами // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2024. Т. 79, № 3. 2430901.
4. Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with the Spotter wave buoy and WaveWatch III / N. Tilinina [et al.] // Earth System Science Data. 2022. Vol. 14, iss. 8. P. 3615–3633. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3615-2022>
5. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс для мониторинга системы «атмосфера – гидросфера – литосфера» / Г. И. Долгих [и др.] // Приборы и техника эксперимента. 2002. № 3. С. 120–122.
6. Remote Seismoacoustic Monitoring of Tropical Cyclones in the Sea of Japan / G. Dolgikh [et al.] // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, iss. 6. 1707. <https://doi.org/10.3390/rs15061707>
7. *Dolgikh G., Dolgikh S.* Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origination // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9, iss. 10. 1144. <https://doi.org/10.3390/jmse9101144>
8. *Долгих Г. И., Долгих С. Г.* Учет воздействия атмосферного давления на деформацию земной коры // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500, № 2. С. 168–172. EDN KNPVPJ. <https://doi.org/10.31857/S2686739721100091>
9. *Долгих Г. И., Будрин С. С., Долгих С. Г.* Преобразования вариаций придонного давления, создаваемого морскими инфрагравитационными волнами, в смещения верхнего слоя земной коры. Количественная оценка // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 516, № 1. С. 433–439. <https://doi.org/10.31857/S2686739724050147>
10. *Долгих Г. И.* Исследование волновых полей океана и литосферы лазерно-интерференционными методами. Владивосток : Дальнаука, 2000. 160 с. EDN VPMBB.
11. Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations / E. Beucler [et al.] // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42, iss. 2. P. 316–322. <https://doi.org/10.1002/2014GL062347>
12. *Le Pape F., Craig D., Bean C. J.* How deep ocean-land coupling controls the generation of secondary microseism Love waves // Nature Communications. 2021. Vol. 12. 2332. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22591-5>
13. *Tanimoto T., Anderson A.* Seismic noise between 0.003 Hz and 1.0 Hz and its classification // Progress in Earth and Planetary Science. 2023. Vol. 10. 56. <https://doi.org/10.1186/s40645-023-00587-7>

14. Ocean wave sources of seismic noise / F. Arduin [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011. Vol. 116, iss. C9. C09004. <https://doi.org/10.1029/2011JC006952>
15. *Moni A., Craig D., Bean C. J.* Separation and location of microseism sources // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40, iss. 12. P. 3118–3122. <https://doi.org/10.1002/grl.50566>
16. *Anthony R. E., Aster R. C., McGrath D.* Links between atmosphere, ocean, and cryosphere from two decades of microseism observations on the Antarctic Peninsula // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2017. Vol. 122, iss. 1. P. 153–166. <https://doi.org/10.1002/2016JF004098>
17. Multi-instrument observations of microseisms generated by typhoon Kalmaegi (2014) over the Northwestern Pacific / J. Lin [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. Vol. 594. 117746. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117746>
18. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентации в геофизических исследованиях переходных зон / Г. И. Долгих [и др.] // *Физика Земли*. 2002. № 8. С. 69–73. EDN PKAOJB.
19. Лазерный нанобарограф и его применение при изучении баро-деформационного взаимодействия / Г. И. Долгих [и др.] // *Физика Земли*. 2004. № 8. С. 82–90. EDN OXKCPP.
20. Долгих С. Г., Бурдин С. С., Плотников А. А. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы с механической системой компенсации температурного воздействия // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 4. С. 663–666. <https://doi.org/10.7868/S0030157417040153>
21. Долгих Г. И., Привалов В. Е. Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования. Владивосток : ООО «Рея», 2016. 352 с. EDN YGMWEB.
22. Сайфуллин Р. Т., Бочкарев А. В. Вычисление коэффициентов асимметрии и эксцесса хро-матографических пиков с применением функций Чебышева – Эрмита и рядов Грама –Шарлье // *Вестник Самарского государственного технического университета. Серия Технические науки*. 2020. Т. 28, № 4. С. 89–105.
23. *Montgomery D. C., Runger C. G.* Applied Statistics and Probability for Engineers. United States of America : John Wiley & Sons Inc., 2010. 784 p.
24. Слюняев А. В., Пелиновский Д. Е., Пелиновский Е. Н. Морские волны-убийцы: наблюдения, физика и математика // *Успехи физических наук*. 2023. Т. 193, № 2. С. 155–181. <https://doi.org/10.3367/UFNr.2021.08.039038>

Об авторах:

Долгих Григорий Иванович, доктор физико-математических наук, академик РАН, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), профессор, **ORCID ID: 0000-0002-2806-3834**, **Scopus Author ID: 7003888822**, **SPIN-код: 5241-3375**, dolgikh@poi.dvo.ru

Долгих Станислав Григорьевич, зав. лабораторией нелинейной гидрофизики и природных катастроф, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), доктор технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9828-5929**, **Scopus Author ID: 6604069353**, **SPIN-код: 1836-2541**, sdolgikh@poi.dvo.ru

Иванов Михаил Павлович, старший инженер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **ORCID ID: 0000-0003-3178-2634**, **Scopus Author ID: 58535534600**, **SPIN-код: 6604-9369**, ivanov.mp@poi.dvo.ru

Пелиновский Ефим Наумович, главный научный сотрудник, ФГБОУВО Федеральный научный центр «Институт прикладной физики РАН» (603155, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46), доктор физико-математических наук, профессор, **ORCID ID: 0000-0002-5092-0302**, **ResearcherID: I-3670-2013**, **Scopus Author ID: 7004951110**, **SPIN-код: 8949-9088**, pelinovsky@gmail.com

Талипова Татьяна Георгиевна, ведущий научный сотрудник, ФГБОУВО Федеральный научный центр «Институт прикладной физики РАН» (603155, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1967-4174**, **ResearcherID: A-1580-2014**, **Scopus Author ID: 7004244713**, **SPIN-код: 4837-6302**, tgtalipova@mail.ru

Научная статья

УДК 556.54:551.48
EDN: GDHODM

Особенности химического состава вод устьевых областей рек Большого Сочи, северо-восточная часть Черного моря

Ю. А. Моисеева , Д. В. Пургина, Т. К. Поливанова

Автономная некоммерческая образовательная организация высшего образования «Научно-технологический университет «Сириус», Федеральная территория «Сириус», Россия
 jamoiseeva@mail.ru

Поступила в редакцию 30.04.2025; одобрена после рецензирования 16.05.2025; принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Выявлены характерные особенности содержания растворенных форм макрокомпонентов и биогенных элементов в устьевых областях рек Большого Сочи (Сочи, Мацеста, Хоста, Кудепста и Мзымта).

Методы и результаты. Пробы поверхностных вод отбирались в начале ноября в период осенне-зимних паводков в устьевых областях рек Сочи, Мацесты, Хосты, Кудепсты и Мзымты. Концентрации биогенных соединений определялись спектрофотометрическими методами, а макрокомпонентов – методом капиллярного электрофореза. Распределение гидрохимических характеристик вод соответствует классической картине для системы река – море. Химический состав рек относится к гидрокарбонатно-кальциевому типу, за исключением реки Мацесты, где состав смешанный. Наибольшие концентрации азотистых соединений зафиксированы в реках Мацесте и Кудепсте, фосфатов – в реке Сочи. Для реки Кудепсты характерны anomalously высокие значения общей щелочности. Для всех измеренных биогенных соединений превышение предельно допустимых концентраций для хозяйственно-бытового водопользования не зафиксировано.

Выводы. Химический состав воды в устьях исследуемых рек формируется под совместным влиянием природных и антропогенных факторов. Для реки Мацесты ключевым природным фактором является разгрузка минеральных подземных вод, а антропогенным – сброс сточных вод. Сочетание этих факторов и перекрытие устья привели к развитию процессов эвтрофикации. Для реки Кудепсты высокое фоновое значение щелочности имеет природное происхождение, однако повышенные концентрации биогенных элементов (азота и фосфора) связаны с активной строительной деятельностью в районе устья.

Ключевые слова: устьевая область, Черное море, Большой Сочи, антропогенное воздействие, химический состав воды, биогенные элементы, гидрохимический состав, макрокомпоненты

Благодарности: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-20125, <https://rscf.ru/project/24-27-20125/>.

Для цитирования: Моисеева Ю. А., Пургина Д. В., Поливанова Т. К. Особенности химического состава вод устьевых областей рек Большого Сочи, северо-восточная часть Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 631–645. EDN GDHODM.

Features of Water Chemical Composition in the River Mouths of the Bolshoi Sochi Region, North-Eastern Part of the Black Sea

Yu. A. Moiseeva ✉, D. V. Purgina, T. K. Polivanova

Sirius University of Science and Technology, Federal Territory «Sirius», Russia

✉ jamoiseeva@mail.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at identifying the characteristic features of content of dissolved forms of macrocompounds and nutrients in the river estuarine areas of Bolshoi Sochi (Sochi, Matsesta, Khosta, Kudepsta and Mzymta).

Methods and Results. The surface water samples were taken in the river estuaries of Sochi, Matsesta, Khosta, Kudepsta and Mzymta rivers in early November during the autumn-winter flood season. The concentrations of nutrient compounds were determined by the spectrophotometric methods and those of macrocompounds – by the capillary electrophoresis one. Distribution of water hydrochemical characteristics corresponds to the classical pattern typical of the river-sea system. Chemical composition of water in the rivers is of the hydrocarbonate-calcium type, except for the Matsesta River where the composition is mixed. The highest concentrations of nitrogen compounds were revealed in the rivers Matsesta and Kudepsta, and those of phosphates – in the Sochi River. The Kudepsta River water is characterized by the abnormally high values of total alkalinity. As for the domestic water use, the measurements of nutrient compounds have shown no excess of their maximum permissible concentrations.

Conclusions. Water chemical composition in the river mouths under study is conditioned by the impact of natural and anthropogenic factors. For the Matsesta River, the key natural factor is the discharge of mineral groundwater, whereas the anthropogenic factor is the wastewater discharge. The combination of these factors and the mouth overlap resulted in the development of eutrophication processes. For the Kudepsta River, the high background alkalinity value is of natural origin, but the increased concentrations of nutrients (nitrogen and phosphorus) are associated with intensive construction activities in the mouth area.

Keywords: mouth area, Black Sea, Bolshoi Sochi, anthropogenic impact, chemical composition of water, nutrients, hydrochemical composition, macrocomponents

Acknowledgements: The study was carried out with support of the Russian Science Foundation grant No. 24-27-20125, <https://rscf.ru/project/24-27-20125/>.

For citation: Moiseeva, Yu.A., Purgina, D.V. and Polivanova, T.K., 2025. Features of Water Chemical Composition in the River Mouths of the Bolshoi Sochi Region, North-Eastern Part of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 643-656.

Введение

Устьевые области рек представляют собой уникальные физико-географические объекты со специфической геоморфологией, геологическим строением и гидрологическим режимом, формирующиеся под комплексным влиянием физических, химических и биологических процессов [1–3]. Для этих зон характерна высокая пространственно-временная изменчивость интенсивности и направленности происходящих процессов [4–6]. В связи с этим одной из актуальных научных задач является изучение транспорта и трансформации стока растворенных веществ в области смешения речных и морских вод как основного этапа миграции химических элементов в глобальном гидрологическом цикле [1, 2, 7–14]. Особая значимость этих зон также обусловлена их важной ролью в социально-экономическом развитии прибрежных территорий [3],

в том числе для Черноморского региона, так как Черное море и, в частности, побережье Большого Сочи – важный объект природного и рекреационного значения. В настоящее время проблема изучения экологического состояния прибрежных территорий Черного моря приобретает особую актуальность в связи с растущим потоком туристов и активным развитием инфраструктуры вдоль береговых линий и на водосборах рек, впадающих в Черное море.

До недавнего времени (в 2006–2014 гг.) комплексные исследования распространения материкового речного стока в Черное море выполнялись ежегодно для всего сектора российского побережья Черного моря [2, 10–12, 15, 16], в том числе в районах впадения исследуемых рек. Однако эти работы проводились преимущественно в морской акватории и не включали речные воды. За последние 10 лет исследования в этом районе сильно сократились. В настоящее время имеются лишь единичные работы, посвященные изучению химического состава р. Мзымты и Сочи [17, 18] и устьевых зон малых и средних рек северо-восточной части Черного моря, основанные на данных прошлых лет [14]. На фоне растущей антропогенной нагрузки приобретает особую важность учет происходящих климатических изменений, проявляющихся в увеличении числа экстремальных погодных явлений, таких как периоды сильной жары, засухи, интенсивные ливневые дожди. Эти факторы непосредственно влияют на сток рек и вынос веществ в море. В связи с этим представляется необходимым проводить исследования по изучению химического состава вод в различные сезоны года.

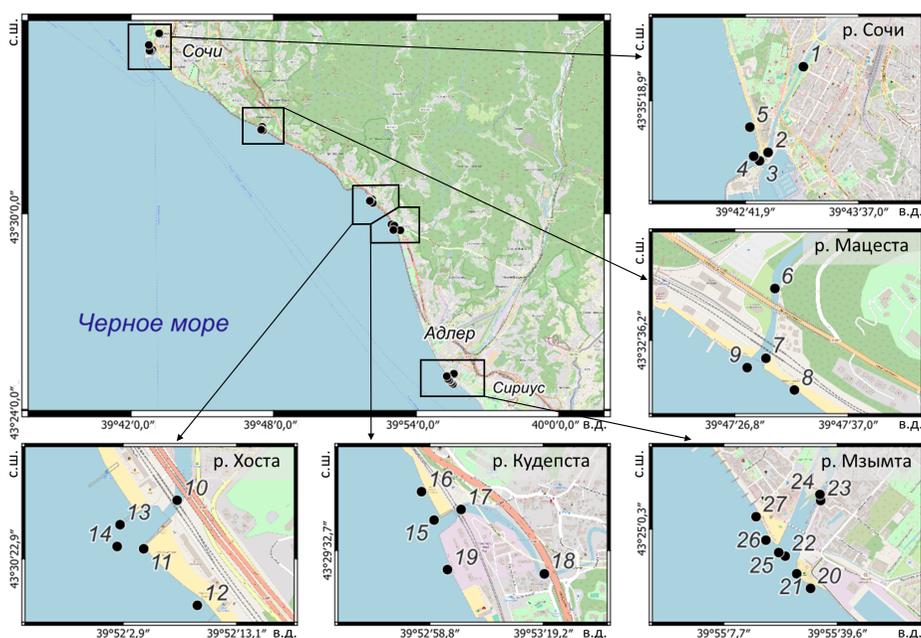
Уникальность Черного моря состоит в том, что оно представляет собой замкнутую морскую акваторию, испытывающую значительное влияние пресноводного материкового стока объемом 350 км^3 в год [2, 10, 12]. Это обуславливает его низкую соленость (18–20 ‰). Основной объем стока (более 80 %) черноморского побережья обеспечивается крупными реками, однако на территории России речной сток в Черное море формируют малые и средние реки [2, 10, 12, 19]. Наиболее крупные из них – р. Шахе ($1,2 \text{ км}^3$) и Мзымта ($1,6 \text{ км}^3$).

Наибольший объем стока рек северо-восточной части Черного моря (более 80 %) приходится на зимне-весенний период из-за преобладания дождевых паводков в питании рек. Однако для крупных рек, берущих начало на склонах Кавказского хребта, таких как р. Мзымта, характерно весенне-летнее половодье (50–70 % общего годового стока) и устойчивая зимняя межень [19]. Для большинства рек Большого Сочи (кроме р. Мзымты) наибольший сток наблюдается в осенне-зимний период вследствие преобладания дождевого питания в этих реках и значительно меньших площадей водосбора [10, 19]. Хотя вклад малых и средних рек в общий приток пресной воды в Черное море незначителен, их влияние на экосистему моря в целом может быть существенным. Эти водотоки способны существенно изменять гидрохимическую структуру вод и влиять на перенос веществ в прибрежных районах [9–14, 20]. Стоит отметить также, что реки восточной части черноморского побережья различаются по химическому составу вследствие особенностей геоморфологических характеристик (строение русла, состав дренирующих пород), а также наличия дополнительных источников питания (подземные воды, сброс сточных вод).

В связи с этим целью данного исследования является определение характерных особенностей пространственного содержания растворенных форм макрокомпонентов и биогенных элементов в устьевых областях рек Большого Сочи (Сочи, Мацеста, Хоста, Кудепста и Мзымта).

Материалы и методы исследования

Изучение химического состава вод в устьевых областях р. Мзымты, Хоста, Кудепсты, Мацесты, Сочи и прилегающих прибрежных морских вод было выполнено на основе материалов, полученных в ходе отбора проб поверхностных вод в начале ноября в период осенне-зимних паводков (рис. 1).



Р и с. 1. Карта-схема расположения точек отбора проб устьевых областей рек Большого Сочи
Fig. 1. Map of sampling point locations in river mouths of the Bolshoi Sochi region

Пробы отбирались в соответствии с ГОСТ 31861–2012 в 1,5-литровые бутылки для определения содержания биогенных соединений (Si , PO_4^{3-} , NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+) и общей щелочности. Все пробы воды были отфильтрованы через мембранный фильтр 0,45 мкм. Измерения pH выполнялись полевым pH-метром *HM Digital PH-200*, а также дополнительно в стационарной лаборатории на pH-метре *Metrohm 913* по методике производителя с применением трех буферных растворов (4,01; 7,00; 10,01). На месте также измерялись окислительно-восстановительный потенциал Eh, *TDS* (*Total Dissolved Solids*) и температура *T* с помощью портативных влагозащищенных pH/EC/TDS-метра *HI991300* и ОВП-метра *HM Digital ORP-200*. Измерения растворенного кислорода были выполнены с помощью портативного датчика кислорода с точностью 0,01 мг/л.

Определение общей щелочности проводилось в стационарной лаборатории при 20 °С с контролем температуры потенциометрическим методом прямого титрования¹.

Содержание биогенных соединений определялось спектрофотометрическими методами в течение нескольких часов после отбора проб^{2, 3}. Азот аммонийный фиксировался непосредственно при отборе с последующим хранением в темном месте по методу Сэджи – Солорзано, основанному на образовании фенол-гипохлоритного комплекса [21] (предел обнаружения (ПО) 0,18 мкг/л). Нитратный азот определялся методом восстановления нитратов на омедненном кадмиевом восстановителе до нитритов с последующим фотометрическим определением образующихся нитритов (ПО 0,62 мкг/л). Анализ нитритов проводился с использованием единого цветного реактива на основе сульфаниламида и N-(1-нафтил)-этилендиамина дигидрохлорида (ПО 0,14 мкг/л). Содержание фосфатов определялось по реакции образования комплексной фосфорномолибденовой гетерополикислоты (ПО 0,95 мкг/л), а растворенного кремния – методом Королева с образованием голубого кремнемолибденового комплекса (ПО 2,8 мкг/л). Точность методов измерения варьируется от 2,5 до 10 % в зависимости от определяемого элемента и его концентрации. В работе представлены концентрации биогенных элементов в форме P-PO₄³⁻, N-NO₂⁻, N-NO₃⁻, N-NH₄⁺, рассчитанные из концентраций соединений.

Концентрации макрокомпонентов (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻) определялись методом капиллярного электрофореза на анализаторе «Капель-205» в соответствии с методиками ПНД Ф 14.1:2:3:4.282-18 (М 01-58-2018) и ПНДФ 14.1:2:4.167-2000. Общая минерализация вод рассчитывалась как сумма концентраций основных ионов.

Результаты

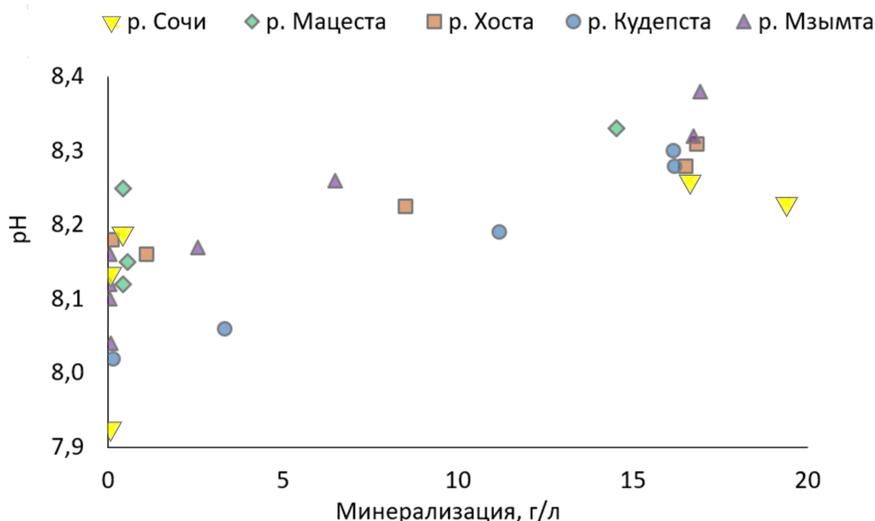
Гидрохимические параметры вод

Температура вод в устьевых областях исследуемых рек в ноябре повышалась по направлению к морю. Для р. Сочи температурный диапазон составлял 11,5–18,7 °С, для р. Мацесты и Хосты – 14,4–18,2 °С, для р. Кудепсты и Мзымты – 12,5–17,4 и 9,7–17,5 °С соответственно. Наблюдаемое распределение температур свидетельствует о смешении более холодных пресных вод с теплыми морскими, при этом наибольший температурный градиент наблюдался для р. Сочи и Мзымты. Величина рН для всех исследуемых устьевых областей также увеличивалась по направлению к морю (рис. 2, табл. 1).

¹ Dickson A. G., Sabine C. L., Christian J. R. Guide to best practices for ocean CO₂ measurements. Sidney, Canada : North Pacific Marine Science Organization, 2007. 191 p. (PICES Special Publication 3 ; IOOSS Report № 8).

² Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. В. В. Сапожникова. Москва : ВНИРО, 2003. 202 с.

³ Parsons T. R., Maita Y., Lalli C. M. A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis. Oxford ; New York : Pergamon Press, 1984. 173 p.



Р и с. 2. Зависимость pH от минерализации вод в устьевых областях рек Большого Сочи
 F i g. 2. Dependence of pH on water mineralization in river mouths of the Bolshoi Sochi region

Т а б л и ц а 1
 T a b l e 1

Гидрохимические параметры вод в устьевых областях рек Большого Сочи
Hydrochemical parameters of waters in river mouth areas of the Bolshoi Sochi region

Название реки / Name of the river	pH	Alk, мг-экв/л / Alk, mg-eq/L	O ₂ , %
Сочи / Sochi	<u>7.93–8.26</u>	<u>2.18–3.36</u>	<u>100.8–121.5</u>
	8,15	2,65	109,6
Мацеста / Matsesta	<u>8.12–8.33</u>	<u>3.43–3.67</u>	<u>120.0–128.4</u>
	8,21	3,60	123,3
Хоста / Khosta	<u>8.16–8.31</u>	<u>3.11–3.37</u>	<u>119.6–125.4</u>
	8,23	3,26	122,4
Кудепста / Kudepsta	<u>8.02–8.30</u>	<u>3.38–4.50</u>	<u>91.7–100.2</u>
	8,17	3,84	97,0
Мзымта / Mzymta	<u>8.04–8.38</u>	<u>1.60–3.45</u>	<u>86.3–108.3</u>
	8,19	2,21	100,0

П р и м е ч а н и е. В числителе указан диапазон значений минимум – максимум, в знаменателе – среднее.

N o t e: The numerator indicates the range of minimum-maximum values, the denominator – the average.

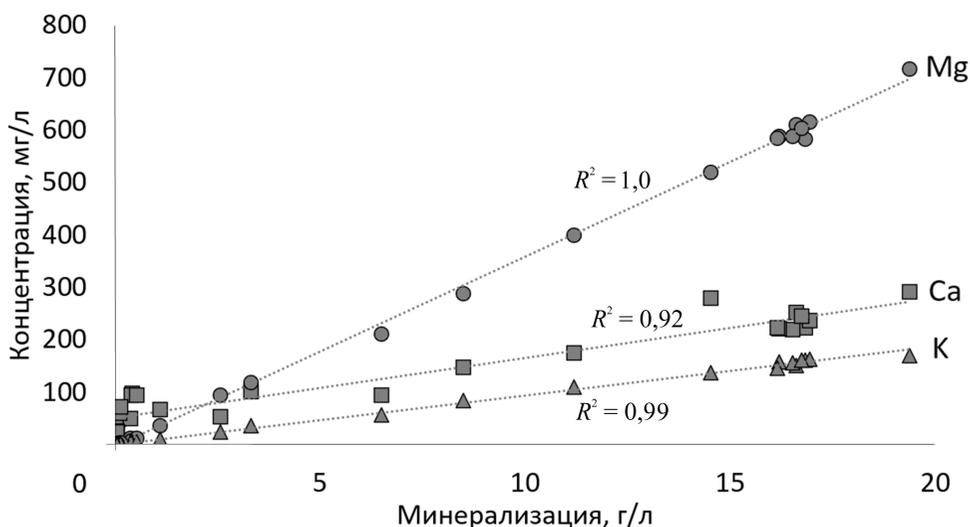
Значения Eh демонстрируют классический для зон смешения река – море характер распределения, аналогичный поведению величины pH. Относительно низкие значения Eh были зафиксированы в р. Сочи и Мацесте 30–71 и 38–87 мВ соответственно, для р. Хосты, Кудепсты и Мзымты диапазон значений составлял 64–132 мВ.

Распределение общей щелочности в р. Мзымте и Сочи характеризуется увеличением в направлении от рек к морю, в устьевых областях р. Хосты и Мацесты значения колеблются в незначительном диапазоне (табл. 1). В р. Кудепсте значения щелочности достигают 4,5 мг-экв/л и уменьшаются при смешении с морскими водами. При этом стоит отметить, что самые низкие значения общей щелочности (табл. 1) среди исследуемых рек выявлены в устьевой области р. Мзымты.

В период исследования насыщение вод кислородом в устьевых областях рек изменялось в пределах 86,3–128,4 % (табл. 1). Абсолютные концентрации растворенного кислорода варьировались в диапазоне от 8,41 до 11,39 мг/л. Наибольшие значения растворенного кислорода были выявлены в устьевых областях р. Мацесты (10,65–11,39 мг/л) и Хосты (10,61–10,97 мг/л).

Общий химический состав

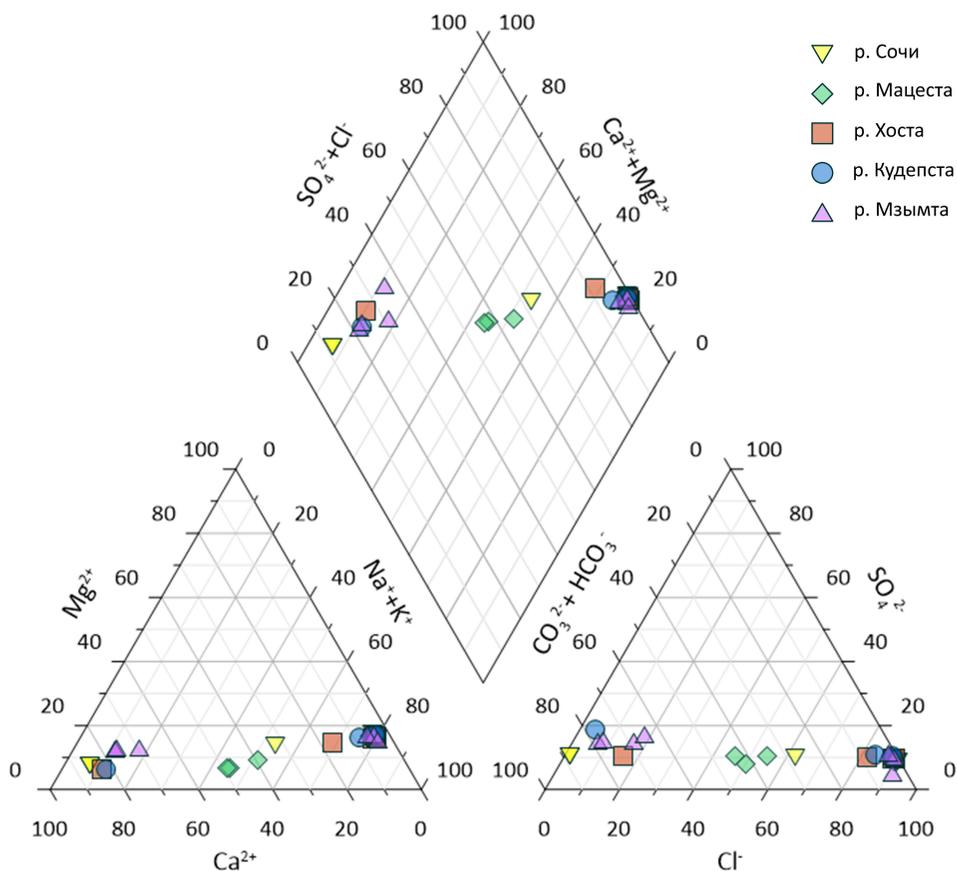
Распределение элементов основного состава вод при смешении речных и морских вод в большинстве случаев имеет консервативный характер [1, 13]. В данной работе такие элементы, как Ca^{2+} , Mg^{2+} , и K^+ (рис. 3), также демонстрируют консервативное поведение на всех устьевых участках рек.



Р и с. 3. Зависимость концентраций Ca, Mg и K от минерализации вод в устьевых областях рек Большого Сочи

F i g. 3. Dependence of Ca, Mg and K concentrations on water mineralization in river mouths of the Bolshoi Sochi region

Воды прибрежной зоны Черного моря характеризуются хлоридно-натриевым составом, а речные – гидрокарбонатно-кальциевым. Исключение составляют воды устьевой области р. Мацесты, которые относятся к гидрокарбонатно-хлоридному натриево-кальциевому типу (рис. 4).

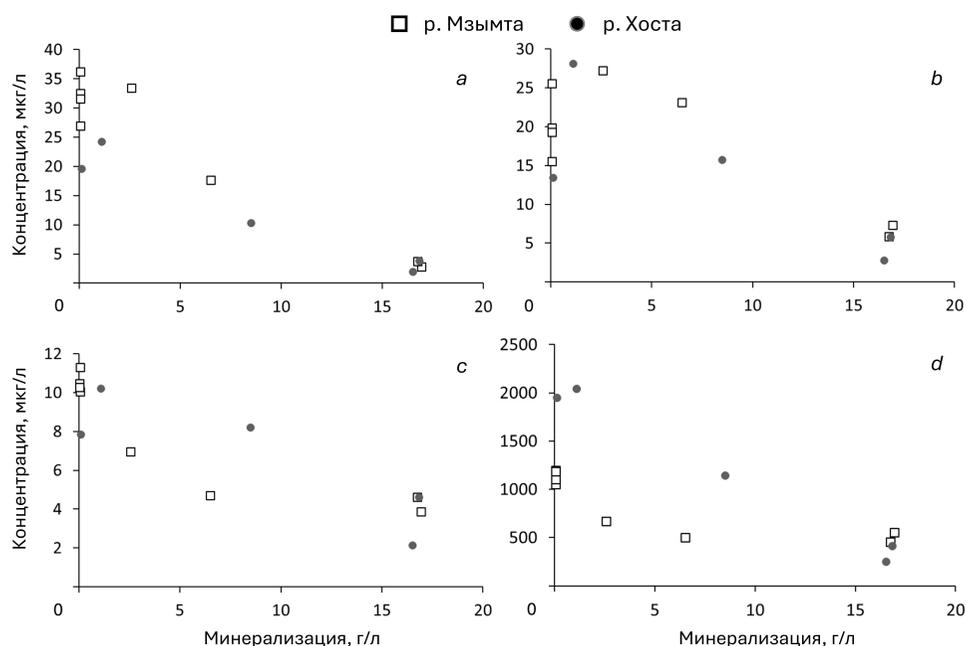


Р и с. 4. Химический состав вод в устьевых областях рек Большого Сочи на диаграмме Пайпера
Fig. 4. Chemical composition of waters in river mouths of the Bolshoi Sochi region at the Piper diagram

Биогенные соединения

В переходной зоне река – море на распределение биогенных элементов существенное влияние могут оказывать химические и биологические процессы самой речной системы (сорбция, десорбция, коагуляция и флокуляция коллоидов и др.), что обуславливает их неконсервативное поведение [1, 13]. В отличие от других биогенных элементов, изменение концентрации кремния часто служит индикатором разбавления морских вод речными. В данном исследовании это подтверждается линейной зависимостью между концентрацией Si и минерализацией вод для всех исследуемых рек ($R^2 = 0,89$, $p < 0,05$) (рис. 5). Наибольшие концентрации Si были зафиксированы в устьевой области р. Мацесты (табл. 2).

р. Сочи и Кудепсты, а наименьшие – для р. Хосты (табл. 2). Распределение аммонийного азота демонстрирует сходную картину с фосфатами для всех устьевых областей исследуемых рек (рис. 6).



Р и с. 6. Распределение концентраций фосфатов (а), аммонийного азота (b), нитритов (с) и нитратов (d) в зависимости от минерализации устьевых областей и прибрежных вод р. Мзымты и Хосты

F i g. 6. Distribution of the phosphate (a), ammonium nitrogen (b), nitrite (c) and nitrate (d) concentrations depending on water mineralization in the Mzymta and Khosta rivers' estuaries and coastal waters

Распределение нитритов и нитратов имеет различный характер. Например, в устьевых областях р. Сочи и Кудепсты наблюдается постепенное уменьшение их концентраций по направлению к морю, а для р. Мзымты характерно резкое снижение содержания на начальном этапе смешения вод с последующей стабилизацией при минерализации 8 г/л и выше (рис. 6). Наибольшие концентрации всех растворенных форм азота (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) зафиксированы в р. Мацесте (табл. 2).

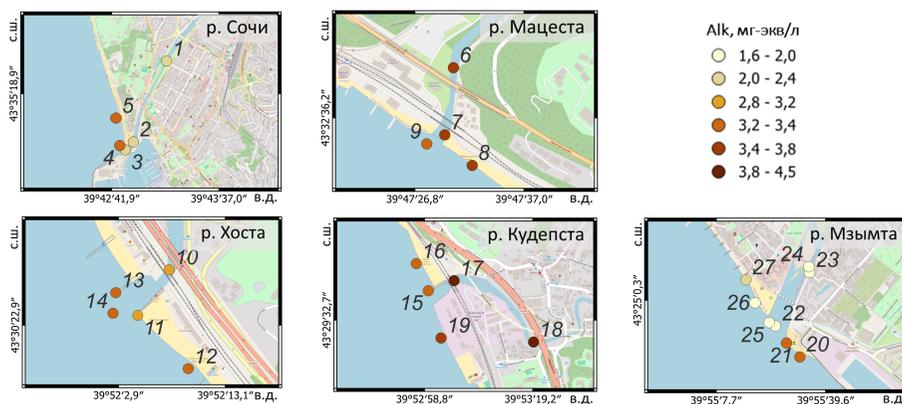
Обсуждение

Гидрокарбонатно-кальциевый состав вод рек Большого Сочи в нижнем течении характерен для данной природно-климатической зоны [17, 18]. По минерализации практически все реки относятся к ультрапресным (0,05–0,15 г/л). Исключение составляет р. Мацеста, для которой характерен смешанный химический тип вод с минерализацией (0,44–0,55 г/л). Это обусловлено участием в ее питании подземных минеральных вод (сульфидного состава)⁴, что также приводит к увеличению минерализации вод и повышению содержания сульфатов.

⁴ Битюков Н. А. Перспективы использования минеральных вод на курорте Сочи. Saarbrücken, Germany : Lambert Academic Publishing, 2016. 92 p.

Распределение общей щелочности для зоны смешения река – море в районе исследования имеет классическую картину с увеличением значений от рек к морю. В р. Кудепсте зафиксированы наибольшие значения общей щелочности среди исследуемых рек (рис. 7), что согласуется с данными опубликованных работ [8, 10–12]. Такие высокие показатели щелочности связаны с геологическими особенностями водосбора реки, который сложен преимущественно карбонатными породами и включает карстовые пещеры в верхнем течении, из которых вода поступает в реку с дождевыми паводками. Сходные геологические условия характерны и для р. Хосты, но значения общей щелочности немного ниже, что объясняется большей скоростью потока реки и, соответственно, меньшим временем взаимодействия воды с горными породами⁵.

Наименьшие значения общей щелочности отмечены в р. Мзымте (рис. 7), что также подтверждается литературными данными [8, 10–12, 14]. Это обусловлено ледниковым питанием реки, особенностями геологического строения ее бассейна, сложенного преимущественно магматическими и метаморфическими породами. Речной сток Мзымты, характеризующийся низкой общей щелочностью, способствует снижению концентрации карбонатов в прибрежной зоне Черного моря. При этом данный показатель может служить интегральным индикатором для отслеживания распространения речного шлейфа Мзымты на большие расстояния в морской акватории.

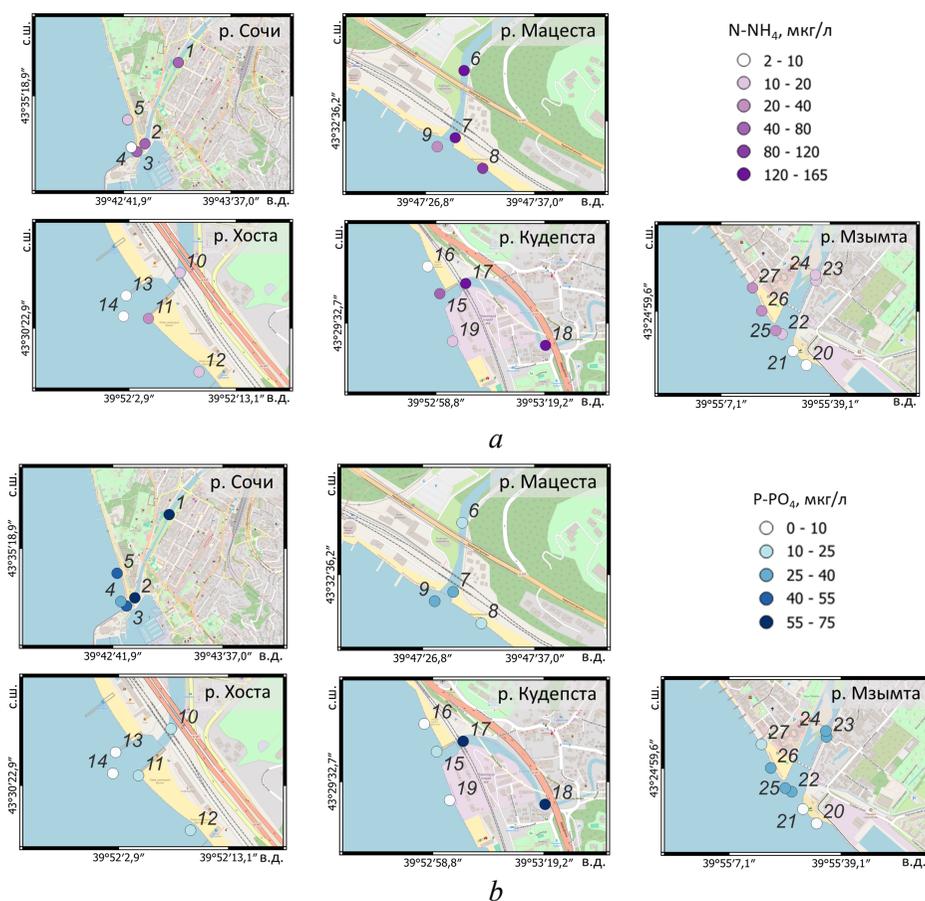


Р и с. 7. Распределение общей щелочности в устьевых областях рек Большого Сочи
F i g. 7. Distribution of total alkalinity values in river mouths of the Bolshoi Sochi region

В устьевых зонах исследуемых рек выявлено повышенное содержание растворенного кислорода в зоне смешения речных вод с морскими (при минерализации 1,1–8,5 г/л) по сравнению с речными водами. Наибольшая разница значений наблюдалась в устьевой области р. Сочи – 16,65 % насыщения кислородом, а для р. Хосты, Кудепсты и Мзымты этот показатель не превышал 5 % насыщения. Относительный рост концентрации растворенного кислорода в зонах смешения можно объяснить формированием областей с высокой биологической продуктивностью вод, обусловленной поступлением биогенных веществ с речными водами [2, 10, 12]. Относительно невысокая насыщенность вод кислородом (менее 100 %) в р. Кудепсте, скорее всего, связана с преобладанием процессов окисления органического вещества над продукционными процессами.

⁵ Шварцев С. Л. Общая гидрогеология. Москва : Альянс, 2012. 600 с.
 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 5 2025

Содержание растворенного кремния служит классическим индикатором влияния речного стока на химический состав морской воды, что подтверждается результатами исследований в устьевых областях рек Большого Сочи. Наибольшее содержание растворенного кремния (2,8–3,2 мг/л), выявленное в устьевой области р. Мацесты, вероятно, обусловлено ее подземным питанием термальными водами в сочетании со сбросом сточных вод в ее устьевом створе. В отличие от других исследуемых рек, таких как Сочи и Мзымта, р. Мацеста имеет достаточно малое количество притоков, что ограничивает процессы разбавления и влияет на ее химический состав. Термальные воды с повышенной температурой и минерализацией, в свою очередь, способствуют интенсивному растворению кремния из горных пород вместе с другими элементами (кальцием, магнием, йодом, бромом и др.)⁶ [22].



Р и с. 8. Содержание растворенных аммонийного азота (а) и фосфора (b) в устьевых областях рек Большого Сочи

Fig. 8. Content of dissolved ammonium nitrogen (a) and phosphorus (b) in river mouths of the Bolshoi Sochi region

⁶ Крайнов С. Р., Швец В. М. Гидрогеохимия. Москва : Недра, 1992. 463 с.

Увеличение содержания фосфатов и аммонийного азота в зоне смешения (1–4 г/л) по сравнению с речными и морскими водами, вероятно, связано с реминерализацией органического вещества в донных отложениях, которые взмучиваются в зоне смешения, что приводит к дополнительному поступлению биогенных элементов в воду. Интенсивность этого процесса зависит от скорости потока и количества осаждающегося взвешенного вещества. Повышенные концентрации фосфатов в р. Сочи и Кудепсте (рис. 8, *b*) и азота аммонийного в р. Мацесте и Кудепсте – в 3–5 раз выше, чем других реках (рис. 8, *a*), и, соответственно, более высокие содержания нитритов и нитратов (в 1,5–2 раза) свидетельствуют о локальном загрязнении этих рек. Это подтверждается фактами сброса сточных вод в реки и в отдельных случаях низкой скоростью течения в устьевой зоне. Например, в устье р. Мацесты часто формируется разделительная прибрежная коса между устьем и морскими водами, создающая благоприятные условия для эвтрофикации. В нижнем течении р. Кудепсты интенсивные строительные работы по бетонированию оснований искусственных сооружений новой транспортной развязки, вероятно, привели к разрушению почвенного слоя, который, попадая в реку, может способствовать увеличению в ней концентрации растворенных форм азота и фосфора.

Несмотря на то что в р. Сочи и Кудепсте концентрации фосфатов значительно выше, чем в других реках, они не превышают предельно допустимых концентраций (ПДК) для вод хозяйственно-бытового назначения согласно СанПиН 2.1.4.1074-01. Превышений ПДК других биогенных соединений также не было выявлено.

Сложный характер распределения биогенных соединений может объясняться их вовлечением в биологические процессы и переходом во взвешенные формы [1]. Можно также отметить, сходный механизм транспорта и трансформации растворенных форм азота и фосфора в устьевых областях р. Хосты и Кудепсты, что подтверждается высокой линейной корреляцией ($R^2 = 0,98$ и $0,97$ соответственно, $p = 0,05$). Для остальных рек эта связь слабая или отсутствует ($p > 0,05$). Для всех рек, кроме Мзымты, установлена линейная зависимость между концентрациями растворенных кремния и различных форм азота ($R^2 = 0,89 \dots 0,99$, $p = 0,05$). Корреляция между концентрациями кремния и фосфора прослеживается для р. Хосты, Кудепсты и Мзымты ($R^2 = 0,95$, $p = 0,05$). Слабая связь концентраций растворенного фосфора и кремния в р. Сочи и Мацесте может свидетельствовать о поступлении и транспорте фосфора не только с речным стоком в море, но и в результате взмучивания донных отложений в устьевой и прибрежной зонах.

Заключение

В результате гидрохимических исследований характерных особенностей распределения растворенных форм макрокомпонентов и биогенных соединений в устьевых областях рек Большого Сочи был установлен консервативный характер поведения ионов основного состава вод. Хотя для рек данной природно-климатической зоны характерен гидрокарбонатно-кальциевый состав, для р. Мацесты установлен гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый тип вод, что обусловлено участием в ее питании подземных минеральных вод.

Гидрохимические характеристики вод (рН, Eh, Alk) имеют классическую картину распределения в зоне смешения речных и морских вод, за исключением повышенных значений общей щелочности в р. Кудепсте, связанных с особенностями геологического строения ее водосбора.

Распределение кремния имеет консервативный характер во всех устьевых областях. Наибольшие концентрации азотистых соединений зафиксированы в р. Мацесте и Кудепсте, фосфатов – в р. Сочи. При этом для всех биогенных соединений отсутствуют превышения ПДК для вод хозяйственно-бытового назначения.

Проведенное исследование показывает, что на химический состав вод в устьевых областях исследуемых рек влияют как природные, так и антропогенные факторы, часто действующие одновременно. Например, в формировании химического состава вод р. Мацесты участвуют сульфидные подземные воды, а в устьевом ее створе развиваются процессы эвтрофикации в результате сброса сточных вод и перекрытия устья. В водах р. Кудепсты, имеющей природные повышенные показатели общей щелочности, из-за строительных работ вблизи устьевой области фиксируются повышенные, по сравнению с другими реками, концентрации соединений азота и фосфора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гордеев В. В.* Геохимия системы река-море. Москва : ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
2. *Маккавеев П. Н., Завьялов П. О.* Сток малых и средних рек российского побережья Черного моря и его влияние на характеристики вод // Система Черного моря. Москва : Научный мир, 2018. С. 287–321. EDN THXBYZ. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.287-322>
3. *Михайлов В. Н.* Гидрология устьев рек. Москва : Изд-во МГУ, 1998. 176 с.
4. Effects of salinity on nitrogen reduction pathways in estuarine wetland sediments / H. Zheng [et al.] // Marine Pollution Bulletin. 2024. Vol. 207. 116834. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2024.116834>
5. Variability of trace metals in coastal and estuary: Distribution, profile, and drivers / Harmesa [et al.] // Marine Pollution Bulletin. 2022. Vol. 174. 113173. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.113173>
6. *Tornero V., Hanke G.* Chemical contaminants entering the marine environment from sea-based sources: a review with a focus on European seas // Marine Pollution Bulletin. 2016. Vol. 112, iss. 1–2. P. 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.06.091>
7. Spatial, temporal, and vertical variability of nutrients in the Southeastern Black Sea / A. Alkan [et al.] // Chemosphere. 2022. Vol. 302. 34809. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.134809>
8. Influence of small rivers runoff on the hydrochemical structure of coastal waters of the North-Eastern Black Sea / A. V. Kostyleva [et al.] // Coastal Engineering Practice. 2011. P. 286–297. EDN PELQBR. [https://doi.org/10.1061/41190\(422\)24](https://doi.org/10.1061/41190(422)24)
9. Pathways and mixing of the North Western river waters in the Black Sea / S. Miladinova [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. Vol. 236. 106630. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106630>
10. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря / П. О. Завьялов [и др.] // Океанология. 2014. Т. 54, № 3. С. 293–308. EDN SEEDFF. <https://doi.org/10.7868/S0030157414030150>
11. *Костылева А. В.* Распределение растворенного органического углерода в приустьевых районах Большого Сочи (северо-восточная часть Черного моря) // Океанология. 2015. Т. 55, № 2. С. 224–230. EDN TPWLVL. <https://doi.org/10.7868/S0030157415020082>
12. *Маккавеев П. Н., Полухин А. А., Степанова С. В.* Работы по изучению приустьевых областей малых и средних рек в прибрежной зоне российского сектора Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. № 27. С. 412–417. EDN VBFSJP.

13. *Савенко А. В.* Типы распределения растворенных форм химических элементов в устьевых областях рек // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2018. № 2. С. 53–59. EDN YUUDIK.
14. *Савенко А. В., Покровский О. С.* Трансформация макро- и микроэлементного состава стока растворенных веществ в устьях средних и малых рек Черноморского побережья России // Океанология. 2022. Т. 62, № 3. С. 380–402. EDN MJPAOV. <https://doi.org/10.31857/S003015742203011X>
15. *Гордеев В. В., Маккавеев Е. П., Коченкова А. И.* Тяжелые металлы в воде и взвеси в устьях рек и прибрежной зоне российской части Кавказского побережья Черного моря // Вода: химия и экология. 2015. № 11. С. 7–21. EDN WMFKPZ.
16. Оценка уровня техногенных загрязнений в прибрежной зоне Черного моря в районе Геленджика / В. К. Часовников [и др.] // Океанология. 2016. Т. 56, № 1. С. 76–80. EDN VIOSFX.
17. *Литвиненко Ю. С., Захарихина Л. В.* Геохимия и радиоэкология вод и донных отложений р. Мзымты черноморского побережья // Геохимия. 2022. Т. 67, № 4. С. 376–393. <https://doi.org/10.31857/S0016752522030049>
18. *Лесникова П. С.* Изменение макроэлементного состава речных вод в контрастных геологических условиях, река Сочи Черноморского побережья России // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2023. № 3. С. 47–56. EDN GCSFZK. <https://doi.org/10.31857/S0016752522030049>
19. *Джаошвили Ш.* Реки Черного моря. Тбилиси, 2002. 58 с. (Технический отчет № 71). URL: http://www.eea.europa.eu/ru/publications/technical_report_2002_71/at_download/file (дата обращения: 20.09.2025).
20. *Ozseker K., Eruz C., Terzi Y.* Spatial distribution and ecological risk evaluation of toxic metals in the southern Black Sea coastal sediments // Marine Pollution Bulletin. 2022. Vol. 182. 114020. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.114020>
21. *Solorzano L.* Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypochlorite method // Limnology Oceanography. 1969. Vol. 14, iss. 5. P. 799–801. <https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.5.0799>
22. *Шварцев С. Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Москва : Недра, 1998. 366 с.

Об авторах:

Монсева Юлия Александровна, старший научный сотрудник, Международный научный центр в области экологии и вопросов изменения климата, Научно-технологический университет «Сириус» (354340, Российская Федерация, Краснодарский край, федеральная территория «Сириус», Олимпийский пр., д. 1), кандидат геолого-минералогических наук, **ORCID ID: 0000-0002-8166-1040**, **ResearcherID: AAA-8629-2022**, **Scopus Author ID: 57189492120**, **SPIN-код: 6060-2294**, jamoiseeva@mail.ru

Пургина Дарья Валерьевна, старший научный сотрудник, Международный научный центр в области экологии и вопросов изменения климата, Научно-технологический университет «Сириус» (354340, Российская Федерация, Краснодарский край, федеральная территория «Си-риус», Олимпийский пр., д. 1), кандидат геолого-минералогических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7169-8264**, **ResearcherID: AAB-4866-2020**, **Scopus Author ID: 57189490353**, **SPIN-код: 6456-8220**, purgina.dv@talantiuspeh.ru

Поливанова Татьяна Константиновна, младший научный сотрудник, Международный научный центр в области экологии и вопросов изменения климата, Научно-технологический университет «Сириус» (354340, Российская Федерация, Краснодарский край, федеральная территория «Сириус», Олимпийский пр., д. 1), **ORCID ID: 0009-0001-2207-9552**, **ResearcherID: NAZ-6122-2025**, **Scopus Author ID: 58703938600**, bari.polivanova@gmail.com

Научная статья

УДК 551.467 (262.54)
EDN: YFJPPV

Изменение характеристик двухфазной структуры морского льда под воздействием термических факторов в период его роста

Д. Д. Завьялов , Т. А. Соломаха

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

Поступила в редакцию 30.01.2025; одобрена после рецензирования 29.04.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Оценить влияние учета в термодинамической модели двухфазной структуры льда на его механические и теплофизические свойства – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Исследование вертикальной структуры теплофизических и физико-механических характеристик морского льда проведено с помощью модели, в которой пресный лед и рассол (твердая и жидкая фаза) находятся в состоянии термодинамического равновесия. Математическое описание процесса теплопереноса выражается нелинейным одномерным уравнением диффузии тепла, без учета проникающей радиации и миграции рассола в толще льда. Распределение солёности моделировалось как эмпирической зависимостью интегральной солёности льда от его толщины, так и полиномом, воспроизводящим С-образную форму вертикального профиля солёности, характерную для тонкого растущего льда. Проведены численные эксперименты по воспроизведению кристаллизации солёноватой морской воды для различных вариантов изменения приповерхностной температуры воздуха как с учетом, так и без учета наличия жидкой фазы в ледяном покрове. Выявлены особенности вертикального распределения теплофизических и физико-механических свойств морского льда в период его роста.

Выводы. Показано, что коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учета двухфазной структуры, оказались существенно меньшими, особенно в начале льдообразования. Дана оценка пропускной способности ледяного покрова, образованного из морской воды с различной первоначальной солёностью и температурой воздуха. Определены периоды времени, когда верхний слой льда заданной толщины становится полностью непроницаемым для миграции рассола.

Ключевые слова: морской лед, рост морского льда, солёность, двухфазная среда

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

Для цитирования: Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Изменение характеристик двухфазной структуры морского льда под воздействием термических факторов в период его роста // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 646–657. EDN YFJPPV.

Changes in the Characteristics of Two-Phase Structure of Sea Ice under the Impact of Thermal Factors during the Period of its Growth

D. D. Zavyalov ✉, T. A. Solomakha

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

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to assess the effect of incorporating a two-phase ice structure into a thermodynamic model upon its mechanical and thermophysical features.

Methods and Results. The vertical structure of thermophysical and physical-mechanical characteristics of sea ice is studied using the model in which freshwater ice and brine (solid and liquid phases) are in thermodynamic equilibrium. Mathematical description of the heat transfer process is presented by a nonlinear one-dimensional equation of heat diffusion, with no regard to penetrating radiation and brine migration within the ice thickness. Salinity distribution was modeled both by the empirical dependence of ice integral salinity on its thickness and by the polynomial reproducing the C-shaped vertical salinity profile characteristic of thin growing ice. The numerical experiments were performed to reproduce the crystallization of brackish seawater under various changes in surface air temperature, both with and without regard to the presence of a liquid phase in the ice cover. The features of vertical distribution of thermophysical and physical-mechanical properties of sea ice during the period of its growth were revealed.

Conclusions. It is shown that the thermal conductivity coefficients of the ice upper layer obtained with no regard to the two-phase structure are significantly lower, especially at the beginning of ice formation. The permeability of ice cover formed of seawater with different initial salinity and air temperature is assessed. The time periods when the upper ice layer of a given thickness becomes completely impermeable to brine migration are defined.

Keywords: sea ice, sea ice growth, salinity, two-phase zone

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

For citation: Zavyalov, D.D. and Solomakha, T.A., 2025. Changes in the Characteristics of Two-Phase Structure of Sea Ice under the Impact of Thermal Factors during the Period of its Growth. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 657-667.

Введение

Морской ледяной покров представляет собой совокупность отдельных кристаллов пресного льда и заключенных в порах между ними рассола и пузырьков газа. Поскольку соль, растворенная в морской воде, не входит в состав образующихся кристаллов льда, она вытесняется в соляной раствор между ними. Морской лед представляет собой двухкомпонентную пористую среду, а его теплофизические свойства определяются комбинацией свойств жидкой и твердой фазы. Внутренняя структура и миграция рассола в толще льда изменяют его теплофизические, прочностные, оптические свойства, влияют на массо- и теплообмен между океаном и атмосферой. Перемещение жидкой фазы является основным механизмом биогеохимических процессов как в ледяном покрове, так и на границе между льдом и подстилающим его слоем морской воды. Пространственно-временная изменчивость температуры

и солености морского льда и вид зависимости от них его свойств позволяют определить распределения в ледяном покрове основных механических и теплофизических характеристик, необходимых для решения различных научных и прикладных задач.

Для определения внутренней структуры двухфазного льда необходимо иметь адекватную информацию о вертикальном распределении солености. Вертикальный профиль солености морского льда меняется со временем. В период активного роста вертикальное распределение солености описывается С-образной формой. В дальнейшем соленость уменьшается во всей толще льда с минимальным значением на верхней границе в период таяния¹.

В климатических моделях широко используются термодинамические ледовые пакеты *Community Ice CodE (CICE)* и *Louvain-la-Neuve Sea Ice Model (LIM)*. В модели *CICE* соленость является прогностической переменной [1], а параметризация гравитационного дренажа в период роста представлена в работах [2, 3]. В модели *LIM* [4, 5] прогнозируется только средняя соленость, в то время как ее вертикальный профиль представлен функцией усредненной солености, вид которой различен для разных периодов существования морского льда. Обзор истории развития моделей, учитывающих пространственно-временную эволюцию солености и пористую структуру морского льда, можно найти в работе [6].

В работах [7, 8] представлена одномерная региональная термодинамическая модель морского снежно-ледяного покрова с учетом изменения во времени средней по толщине солености льда, а температура определяется решением нестационарного уравнения теплопроводности. Гетерогенность среды учитывается в определении теплоемкости и теплопроводности через функции температуры и солености морского льда [9]. Для задачи воспроизведения сезонной динамики толщины ледяного покрова такой выбор в некоторой степени является оправданным. Механические и теплофизические свойства морского льда, определяющие его температурный профиль, рост и таяние, зависят от солености и температуры, особенно вблизи точки плавления, где больше всего меняется объем жидкой фазы. Сложность в параметризации физических процессов (миграция, диффузия, гравитационный дренаж рассола и другие), формирующих профиль солености морского льда, заключается в их разномасштабности и нелинейном характере зависимости солености от структуры льда, толщины и скорости ее изменения.

В работе использовалась параметризация пространственно-временного изменения солености, основанная на эмпирических данных об особенностях вертикального профиля солености растущего однолетнего морского льда¹. В предложенной модели не проводится детализация мелкомасштабных физических процессов (миграция, гравитационный дренаж и др.), их влияние на динамику солености учитывается опосредованно через определение характерного вертикального профиля солености морского льда в период его роста. Такой подход позволяет оценить изменчивость теплофизических и физико-механических свойств морского льда без значительного уменьшения временного шага, существенно усложняющего реализацию численной схемы.

¹ Цуриков В. Л. Жидкая фаза в морских льдах. Москва : Наука, 1976. 210 с.

Результаты работы модели по определению динамической солёности сравнивались с данными лабораторного эксперимента, воспроизводящего рост льда из соляного раствора ². Определены вертикальные профили солёности, теплопроводности и пропускной способности (величина жидкой фазы более 5 %) растущего морского льда для различных значений первоначальной солёности воды и приповерхностной температуры воздуха.

Цель настоящей работы – изучение влияния учета двухфазной структуры льда в термодинамической модели на его механические и теплофизические характеристики.

Термодинамическая модель

Термодинамика морского льда с учетом наличия гетерогенной зоны смеси твердой и жидкой фаз описывается нелинейным одномерным уравнением диффузии тепла (без учета проникающей радиации и миграции рассола в толще льда) согласно работе [6]:

$$(\rho c)_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L \frac{\partial \Phi}{\partial t}. \quad (1)$$

Граничные условия на верхней ($z = 0$) и нижней ($z = h(t)$) поверхности ледяного покрова представляют собой уравнения баланса потоков тепла и массы:

$$-k_m \frac{\partial T}{\partial z} = F_t(T_s, T_a), \quad -\rho_i(1-\Phi)L_i \frac{\partial h}{\partial t} = F_t(T_0) + k_m \frac{\partial T}{\partial z}, \quad z = 0, \quad (2)$$

$$-k_m \frac{\partial T}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), \quad -\rho_i(1-\Phi)L_i \frac{\partial h}{\partial t} = F_b(T_f, T_w) + k_m \frac{\partial T}{\partial z}, \quad z = h(t), \quad (3)$$

где t – время; z – вертикальная координата, ось направлена вниз от верхней поверхности ледяного покрова ($z = 0$); h – толщина льда; ρ – плотность; T – температура; c – теплоемкость; k – коэффициент теплопроводности; S – солёность; L_i – теплота плавления пресного льда; Φ – объемная доля твердой фазы; $L = \Phi(\rho_i c_i T - \rho_i L_i) - (1 - \Phi)\rho_{br} c_{br} T$ – скрытая теплота плавления двухфазной зоны; T_s , $F_t(T_s, T_a)$, T_f , $F_b(T_f, T_w)$ – температура и потоки тепла на верхней и нижней границах льда; T_0 – температура плавления морского льда. Если лед отсутствует, то изменение температуры морской воды определяется балансом тепловых потоков на морской поверхности. Здесь индекс m отвечает характеристикам двухфазной среды, рассчитываемым по формуле $X_m = \Phi X_i + (1 - \Phi)X_{br}$. Индексы i , br , a , w относятся к пресному льду, рассолу, приповерхностному слою воздуха и морской воде соответственно.

Начальные температура и солёность воды считаются заданными

$$T_w(z, 0) = T_{w0}, \quad S_w(z, 0) = S_{w0}. \quad (4)$$

Физические и теплофизические характеристики пресного льда и рассола определяются согласно работе ² как функции температуры θ (°C) и солёности S (‰):

² *Notz D. Thermodynamic and Fluid-Dynamical Processes in Sea Ice. Ph. D. thesis. University of Cambridge, U.K., 2005. 222 p.*

$$\begin{aligned}
\rho_i &= 917 - 0,1403 \cdot \theta, \quad \rho_{br} = 1000,3 + 0,78237 S_{br} + 2,8008 \cdot 10^{-4} S_{br}^2, \\
k_i &= 2,21 - 10^{-2} \cdot \theta + 3,44 \cdot 10^{-5} \cdot \theta^2, \\
k_{br} &= 0,52325(1 - S_{br} \cdot 10^{-3}) + 0,01256 \cdot \theta + 5,8604 \cdot 10^{-5} \cdot \theta^2, \\
c_i &= 2112,2 + 7,6973 \cdot \theta, \\
c_{br} &= 4208,8 + 111,71 \cdot \theta + 3,5611 \cdot \theta^2 + 0,052168 \cdot \theta^3, \\
L_i &= 333700 + 262,7 \cdot \theta - 7,929 \cdot \theta^2.
\end{aligned} \tag{5}$$

Между пресноводным льдом и рассолом в соляных карманах существует термодинамическое равновесие. Объем и соленость включений рассола регулируются так, чтобы поддержать температуру жидкой фазы на уровне температуры замерзания (температура ликвидуса). Если морской лед охлаждается, часть рассола замерзает, что увеличивает его соленость и поддерживает фазовое равновесие. При таянии льда термодинамическое равновесие поддерживается за счет снижения солености рассола. Поэтому соленость рассола S_{br} является только функцией температуры $S_{br} = -1,20 - 21,8 \cdot \theta - 0,919 \cdot \theta^2 - 0,0178 \cdot \theta^3$. При $S_i = 0$ соленость морского льда выражается как $S = (1 - \Phi)S_{br}(\theta)$. Таким образом, найденные распределения температуры и солености позволяют определить эволюцию фазового состава и характеристик морского льда.

В данной работе соленость морского льда не является прогностической переменной, а ее пространственно-временное распределение задается автотельным профилем. Для тонких растущих льдов при спокойных погодных условиях характерна С-образная форма вертикального профиля солености, которая сохраняется достаточно долгое время. Для периода активного роста морского льда профиль солености может быть описан многочленом из работы [10]:

$$S = S_{\max} (0,981 - 1,482\eta + 3,741\eta^2 - 5,682\eta^3 + 3,362\eta^4), \quad \eta = z/h, \tag{6}$$

где S_{\max} – соленость морского льда на нижней границе, для определения которой возможно использовать экспериментальные зависимости солености от скорости роста льда¹ [11] или от его толщины [12].

Результаты численного моделирования

Термический режим морского ледяного покрова описывается локально-одномерной термодинамической моделью. Вертикальная структура представлялась заданным количеством слоев льда [7]. Решение уравнения (1) с граничными (2), (3) и начальными (4) условиями определяет распространение тепла и вертикальные профили температуры. Фаза Φ в течение одного временного шага оставалась неизменной [3]. Скорость роста, толщина и температура верхней поверхности морского льда определяются уравнениями баланса тепловых потоков [7, 8]. Теплопроводность, теплоемкость, скрытая теплота плавления

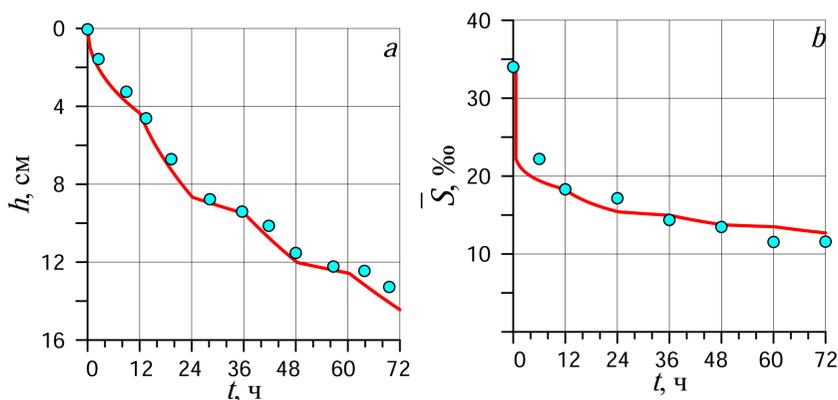
льда выражаются эмпирическими зависимостями этих величин от температуры и солёности (уравнения (5)). Для найденного профиля температуры и солёности морского льда рассчитывались вертикальные распределения твердой и жидкой фазы и другие физические характеристики.

Численное решение уравнения (1) осуществлялось с использованием схемы Кранка – Николсон, расчеты проводились для 30 слоев льда, шаг интегрирования по времени составлял 30 с.

Валидация представленной модели с динамическим профилем солёности проводилась путем сравнения результатов тестовых расчетов, воспроизводящих лабораторный эксперимент² по определению локальной твердой фракции, образующейся из раствора хлорида натрия солёностью 34 ‰ в результате охлаждения его сверху. Время эксперимента – трое суток, каждые 12 ч поверхностная температура льда T_s менялась попеременно с -5 на -10 °С. На рис. 1 представлены модельные значения толщины и средней солёности льда, полученные с использованием эмпирической формулы из работы [12]:

$$S(h) = S_w \left[(1-b) \exp(-a\sqrt{h}) + b \right]. \quad (7)$$

Наилучшее совпадение лабораторных данных с результатом моделирования отмечалось (рис. 1) для указанной зависимости (7) с подобранными значениями коэффициентов $a = 0,45$; $b = -2,5$.



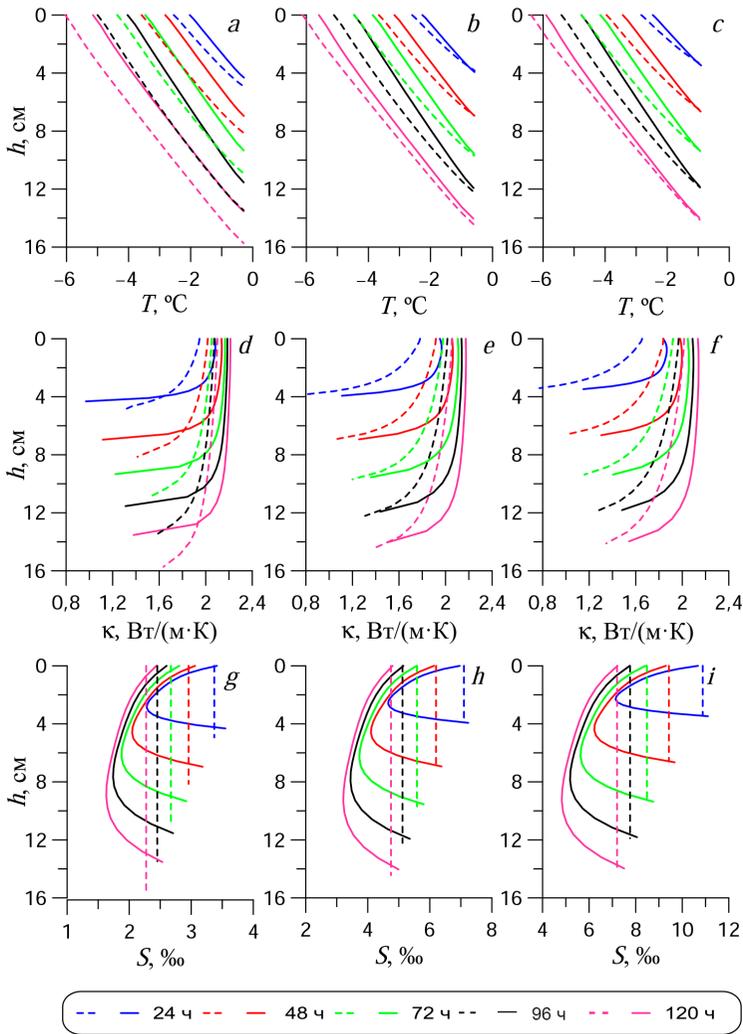
Р и с. 1. Сравнение расчетных толщины (а) и средней солёности (б) льда с данными лабораторного эксперимента²: линии – расчет, кружки – измерения

F i g. 1. Comparison of the calculated ice thickness (a) and average salinity (b) with the data of laboratory experiment²: lines are calculation, circles are measurements

Далее была проведена серия численных расчетов по воспроизведению кристаллизации солёной морской воды с использованием уравнения (6) (где S_{max} определялась из уравнения (7)) и с периодическим изменением температуры воздуха T_a от -5 до -10 °С каждые 12 ч в течение 5 сут. Выполнено сравнение механических и теплофизических свойств льда, полученных как с учетом, так и без учета наличия жидкой фазы в ледяной толще.

На рис. 2 приведены вертикальные профили температуры, коэффициентов теплопроводности и солёности, рассчитанные в гомогенной (штриховые ли-

нии) и гетерогенной (сплошные) толще морского льда при периодическом изменении температуры воздуха. В гомогенном ледяном покрове среднее значение солёности определяется по зависимости (7), а коэффициент теплопроводности – по формуле $k = k_i + \frac{0,117S}{T}$ из работы [9].



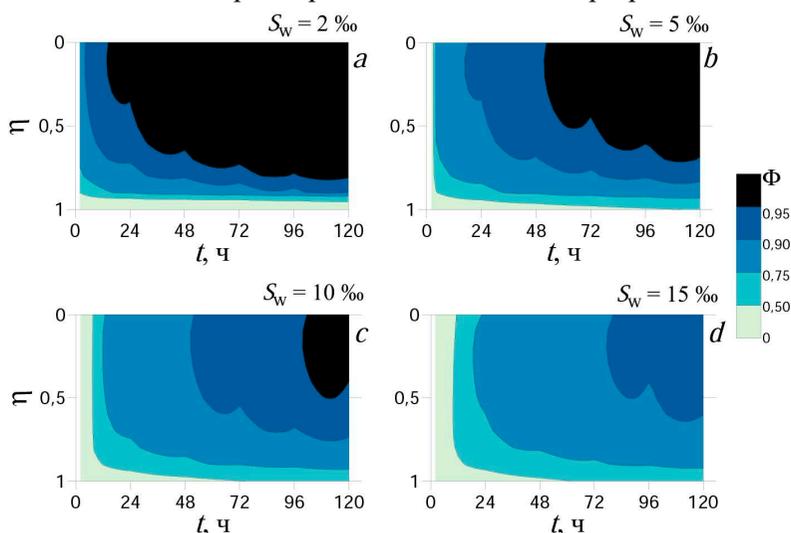
Р и с. 2. Сравнение расчетных профилей температуры (*a–c*), коэффициента теплопроводности (*d–f*) и солёности растущего морского льда (*g–i*), полученных с учетом (сплошные линии) и без учета (штриховые) его двухфазной структуры. Фрагменты (*a, d, g*), (*b, e, h*) и (*c, f, i*) приведены для первоначальной солёности морской воды 5, 10 и 15 ‰ соответственно. Цветами обозначена длительность временного интервала от начала эксперимента

F i g. 2. Comparison of the calculated profiles of temperature (*a–c*), thermal conductivity (*d–f*) and salinity (*g–i*) of growing sea ice obtained with (solid lines) and without (dashed lines) regard to its two-phase structure. Fragments (*a, d, g*), (*b, e, h*) and (*c, f, i*) are given for the initial seawater salinity 5, 10 and 15 ‰, respectively. Colors indicate duration of time interval from the experiment start

Видно, что в двух случаях вертикальные профили температуры и коэффициента теплопроводности имеют сходный характер. Величина коэффициента теплопроводности уменьшается в направлении от верхней (лед – атмосфера) к нижней (лед – вода) поверхности ледяного покрова. Коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учета двухфазной структуры, оказались значительно меньше, особенно в начале льдообразования. Однако для гомогенного льда, образованного из воды малой солености (рис. 2, *d*), наблюдаются бóльшие, чем для пористого льда, значения вертикального градиента и коэффициента теплопроводности с приближением к нижней границе. Учет вертикальной изменчивости солености незначительно изменяет толщину растущего льда. Так, отличие вычисленной разными способами толщины льда, образованного из воды соленостью более 10 ‰, не превышает 3 % (рис. 2, *b, e, f*). Однако для воды меньшей солености отличия могут быть более заметными (рис. 2, *a, d, g*).

Для этих же температурных условий дана оценка пропускной способности ледяного покрова (когда жидкая фаза больше 5 %), образованного из морской воды с различной первоначальной соленостью. На рис. 3 приведено содержание твердой фазы Φ в морском льду относительно его безразмерной толщины η .

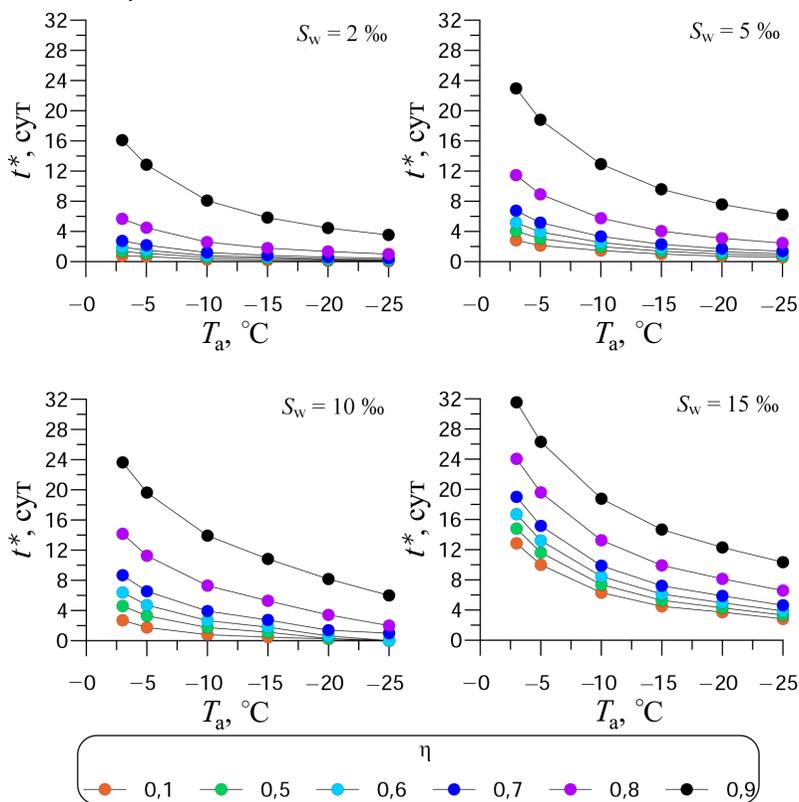
Видно, что в течение некоторого времени после начала льдообразования вся толща ледяного покрова является в той или иной степени проницаемой для вертикального перемещения рассола. Продолжительность этого времени зависит как от первоначальной солености морской воды, так и от приповерхностной температуры T_a . Так, для льда, образованного из морской воды соленостью 2, 5 и 10 ‰, этот период составлял приблизительно 14, 51, 98 ч соответственно. Лед, образованный из морской воды соленостью 15 ‰, к концу пятых суток все еще оставался проницаемым по всей толщине. Отметим, что за время эксперимента в приводном слое льда миграция рассола полностью не прекращается.



Р и с. 3. Содержание твердой фракции Φ в морском льду относительно его безразмерной толщины при периодическом изменении температуры воздуха. Фрагменты (*a*), (*b*), (*c*) и (*d*) приведены для первоначальной солености морской воды 2, 5, 10 и 15 ‰ соответственно

F i g. 3. Content of solid fraction Φ in sea ice relative to its dimensionless thickness under periodic changes in air temperature. Fragments (*a*), (*b*), (*c*) and (*d*) are given for the initial seawater salinities 2, 5, 10 and 15 ‰, respectively

Для эксперимента, моделирующего охлаждение морской поверхности при постоянной температуре воздуха T_a , равной $-3, -5, -10, -15, -20, -25$ °C, и солёности воды 2, 5, 10, 15 ‰, определены интервалы времени t^* (рис. 4), за которые верхний слой льда заданной толщины η становится полностью непроницаемым. Как следует из рисунка, в интервале низких температур для толщины верхнего непроницаемого слоя в диапазоне от $\eta = 0,1$ до $\eta = 0,7$ графики расположены достаточно близко относительно друг друга. Так, для варианта расчета $S_w = 15$ ‰ и $T_a = -25$ °C отличие соседних значений t^* , соответствующих η из указанного интервала, не превышает 20 %. Для того чтобы лёд стал непроницаемым ниже $0,7$ h, нужно значительно больше времени. Интервал t^* , за который твёрдая фаза в слое $0,7 \leq \eta \leq 0,9$ достигнет значения 0,95, может быть в 2–8 раз (в зависимости от рассмотренных условий льдообразования) больше, чем время, необходимое для установления условия $\Phi \geq 0,95$ в слое $\eta < 0,7$.

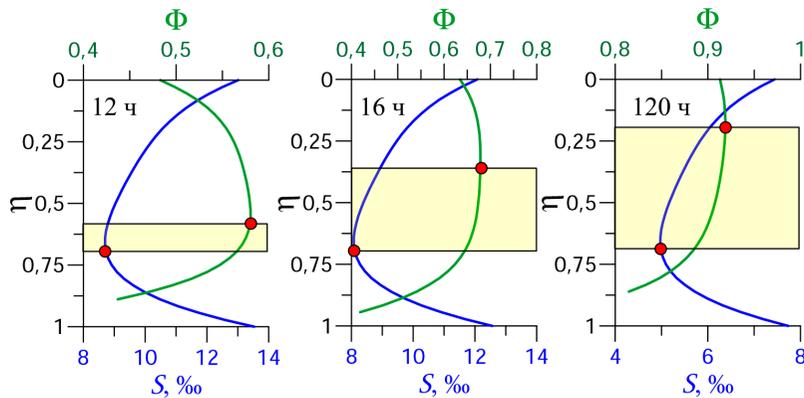


Р и с. 4. Время от начала льдообразования, за которое верхний слой льда заданной толщины становится полностью непроницаемым

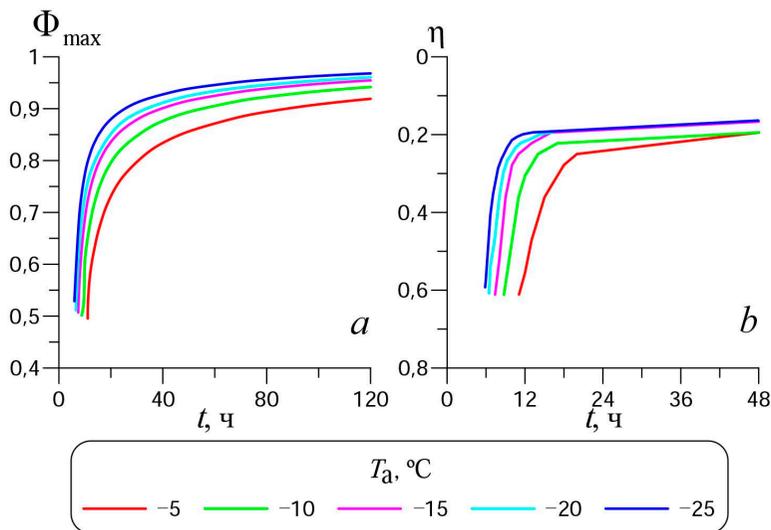
F i g. 4. Time from the onset of ice formation during which the top ice layer of a preset thickness becomes completely impermeable

Как известно, в период роста льда вертикальные профили его солёности и твёрдой фазы имеют точки экстремумов [13, 14]. На рис. 5 представлено взаимное расположение минимума солёности и максимума содержания твёрдой фазы льда в период его роста при постоянной температуре воздуха $T_a = -5$ °C

и солености воды 15 ‰, а на рис. 6 – максимальное значение твердой фазы (а) и положение (глубины залегания) Φ_{\max} во льду (b) для различных значений температуры воздуха.



Р и с. 5. Взаимное расположение минимума солености и максимума содержания твердой фазы льда в период его роста при постоянной температуре воздуха $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и солености воды 15 ‰
F i g. 5. Relative position of the minimum salinity and the maximum content of solid phase of ice during the period of its growth at constant air temperature $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ and water salinity 15 ‰



Р и с. 6. Максимальное значение твердой фазы (а) и положение Φ_{\max} (b) в период роста льда
F i g. 6. Maximum value of the solid phase (a) and position of Φ_{\max} (b) during the period of ice growth

Используемое в расчетах распределение солености по уравнению (6) характеризуется минимальной соленостью на глубине залегания $\eta \approx 0,67$, а положение максимума содержания твердой фазы Φ_{\max} изменяется во времени. Учитывая взаимное расположение указанных экстремумов, вся толща льда может быть условно разбита на три слоя.

В верхнем слое с уменьшением солёности растёт доля твёрдой фазы, а в нижнем – наоборот, увеличение солёности приводит к уменьшению твёрдой фазы и увеличению количества рассола. Средний слой, заключённый между Φ_{\max} и S_{\min} , характеризуется уменьшением как солёности льда, так и твёрдой фазы в нём. В начале льдообразования точки Φ_{\max} и S_{\min} располагаются достаточно близко между собой и толщина среднего слоя имеет минимальное значение, а верхний слой, где Φ растёт, охватывает более половины всей толщины льда. С течением времени значение Φ_{\max} растёт, а сам максимум смещается в сторону верхней поверхности льда (рис. 5, 6), что приводит к расширению среднего слоя и уменьшению верхнего, в котором наблюдается рост Φ в направлении к нижней поверхности льда. Это может быть одной из причин того, что время, необходимое для установления условия $\Phi \geq 0,95$ в слое ниже $0,7 h$, значительно больше, чем для слоя выше.

Заключение

Построена численная модель термодинамики морского льда, учитывающая его двухфазную структуру. Проведено сравнение основных физико-механических и теплофизических свойств льда, полученных как с учётом, так и без учёта наличия жидкой фазы в ледяной толще. Показано, что в обоих случаях вертикальные профили коэффициента теплопроводности имеют сходный характер. Величина коэффициента теплопроводности уменьшается в направлении от верхней (лед – атмосфера) к нижней (лед – вода) поверхности ледяного покрова. Однако коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учёта двухфазной структуры, оказались существенно меньше, особенно в начале льдообразования.

Дана оценка пропускной способности ледяного покрова, образованного из морской воды с различной первоначальной солёностью и температурой воздуха. Показано, что в условиях периодического изменения температуры воздуха (от -5 до -10 °C каждые 12 ч) в течение некоторого периода времени после начала льдообразования вся толща ледяного покрова является проницаемой для вертикального перемещения рассола. Так, для льда, образованного из морской воды солёностью 2, 5 и 10 ‰, этот период составил приблизительно 14, 51, 98 ч соответственно. Лед, образованный из морской воды солёностью 15 ‰, к концу пятых суток оставался проницаемым по всей толщине. Отметим, что в приводном слое льда миграция рассола полностью не прекращается.

Для эксперимента, моделирующего охлаждение морской поверхности при постоянной температуре воздуха, определены периоды времени, когда верхний слой льда заданной толщины η становится полностью непроницаемым. Даны оценки максимального значения твёрдой фазы и положения Φ_{\max} во льду в период его роста. Сделано предположение о влиянии взаимного расположения минимума солёности и максимума содержания твёрдой фазы на время установления полной непроницаемости льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hunke E. C., Hebert D. A., Lecomte O. Level-ice melt ponds in the Los Alamos sea ice model, CICE // Ocean Modelling. 2013. Vol. 71. P. 26–42. <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2012.11.008>

2. *Turner A. K., Hunke E. C., Bitz C. M.* Two modes of sea-ice gravity drainage: A parameterization for large-scale modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, iss. 5. P. 2279–2294. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20171>
3. *Turner A. K., Hunke E. C.* Impacts of a mushy-layer thermodynamic approach in global sea-ice simulations using the CICE sea-ice model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 2. P. 1253–1275. <https://doi.org/10.1002/2014JC010358>
4. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation / *M. Vancoppenolle [et al.] // Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27, iss. 1–2. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>
5. *Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 2. Importance of sea ice salinity variations // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27, iss. 1–2. P. 54–69. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.003>
6. The multiphase physics of sea ice: a review for model developers / *E. C. Hunke [et al.] // The Cryosphere*. 2011. Vol. 5, iss. 4. P. 989–1009. <https://doi.org/10.5194/tc-5-989-2011>
7. *Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А.* Влияние дискретизации термодинамической модели на воспроизведение эволюции толщины льда в Азовском море // *Метеорология и гидрология*. 2021. № 7. С. 79–89. EDN GTSNDM. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2021-7-79-89>
8. *Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А.* Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 4. С. 421–434. EDN KONRCG.
9. *Untersteiner N.* On the mass and heat budget of Arctic sea ice // *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*. 1961. Vol. 12, iss. 2. P. 151–182. <https://doi.org/10.1007/BF02247491>
10. *Андреев О. М., Иванов Б. В.* Параметризация вертикального распределения солености одностороннего морского льда для задач термодинамического моделирования в Арктике // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Т. 75, № 1. С. 99–105.
11. *Petrich C., Eicken H.* Growth, Structure and Properties of Sea Ice // *Sea Ice / Ed. D. N. Thomas, G. S. Dieckmann*. United Kingdom : Wiley-Blackwell, 2009. P. 23–77. <https://doi.org/10.1002/9781444317145.ch2>
12. *Рывлин А. Я.* Метод прогнозирования предела прочности ледяного покрова на изгиб // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1974. Т. 45. С. 79–86.
13. *Notz D., Worster M. G.* In situ measurements of the evolution of young sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C3. C03001. <https://doi.org/10.1029/2007JC004333>
14. *Rees Jones D. W., Worster M. G.* A physically based parameterization of gravity drainage for sea-ice modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 9. P. 5599–5621. <https://doi.org/10.1002/2013JC009296>

Об авторах:

Завьялов Дмитрий Дмитриевич, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7444-980X**, **Scopus Author ID: 6506347014**, **ResearcherID: JUV-4477-2023**, **SPIN-код: 3262-2862**, zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Соломаха Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5500-5763**, **Scopus Author ID: 8845393700**, **ResearcherID: JXL-7131-2024**, **SPIN-код: 4962-8746**, solomaha.ta@mhi-ras.ru

Моделирование распространения речного плюма в прибрежной зоне бесприливного моря

М. В. Цыганова , Е. М. Лемешко, В. В. Фомин, Ю. Н. Рябцев

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

Поступила в редакцию 17.03.2025; одобрена после рецензирования 19.05.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Изучение распространения речных вод при впадении в море, формирования плюма и вдольберегового плотностного течения, оценка характеристик плюмов и параметров их эволюции в зависимости от расхода реки и гидрологических условий северо-западного шельфа Черного моря в отсутствие ветрового воздействия являются целью работы.

Методы и результаты. Формирование и распространение плюма исследовались с помощью численного моделирования на основе трехмерной σ -координатной численной модели *ROM* для расчета циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки. Проведена серия численных экспериментов, учитывающих влияние сезонных изменений расходов и солености реки, а также стратификации морских вод на динамику плюма в диапазоне чисел Фруда $Fr \leq 1$. Расчеты выполнены для прямоугольной области. В качестве входных параметров модели использованы среднеклиматические данные расхода реки, температуры и солености речной и морской воды. Получены количественные оценки характеристик плюмов и параметров их эволюции, оценки глубины, радиуса и положения центра плюма в зависимости от величины баланса сил плавучести (число Бургера) и инерции (числа Фруда и Россби), которые согласуются с данными гидрологических наблюдений, выполненных в условиях слабых ветров (со скоростью менее 5 м/с). Использование *TVD*-схем в модели обеспечило монотонность численного решения для областей с большими пространственными градиентами гидрофизических параметров и существенно снизило вычислительную вязкость. Установлено, что расходы пресной воды, переносимой прибрежным течением, пропорциональны квадрату его доступной потенциальной энергии, зависимость описывается уравнением линейной регрессии с высокими коэффициентами детерминации ($\sim 0,95$) и корреляции ($\sim 0,97$).

Выводы. Полученные соотношения для глубины и ширины плюма, расхода прибрежного течения можно использовать для оценки этих параметров по гидрологической информации или спутниковым данным при скорости ветра менее 5 м/с. В среднем через ~ 10 дней формируется квазистационарный режим плюма, при котором расход прибрежного течения стабилизируется на уровне $\sim 40\%$ от расхода реки, при этом $\sim 60\%$ продолжает циркулировать в пределах плюма. Полученные результаты могут использоваться при планировании морских экспедиций, оценке влияния катастрофических сбросов воды в реках на гидрохимический режим и экологическое состояние прибрежной зоны.

Ключевые слова: прибрежная зона, речной плюм, морской шельф, материковый сток, гидрофронт, численное моделирование, Дунай, Черное море, циркуляция вод

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

Для цитирования: Моделирование распространения речного плюма в прибрежной зоне бесприливного моря / М. В. Цыганова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 658–680. EDN ZJJJC.

Modeling of River Plume Propagation in the Coastal Zone of Non-Tidal Sea

M. V. Tsyganova [✉], E. M. Lemeshko, V. V. Fomin, Yu. N. Ryabtsev

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

[✉] *m.tsyganova@mhi-ras.ru*

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to investigate the propagation of river waters as they flow into the sea, the formation of plume and along-coastal buoyancy current, as well as to assess the plume characteristics and their evolution parameters depending on river discharge and hydrological conditions of the Black Sea northwestern shelf in the absence of wind forcing.

Methods and Results. The plume formation and propagation were studied by numerical simulation based on the three-dimensional σ -coordinate numerical model *POM* applied to calculate circulation in the coastal zone with due regard for river runoff. The performed series of numerical experiments took into account the impact both of the river seasonal changes in discharge and salinity, and the seawater stratification on plume dynamics within the range of Froude numbers up to 1. The calculations were done for a rectangular area. The average climate data on river discharge, sea- and river-water temperature, and salinity were used as the model input parameters. The quantitative estimates of plume characteristics and evolution parameters, as well as its depth, radius and center position depending on the balance of buoyancy forces (the Burger number) and inertia (the Froude and Rossby numbers) were obtained. They are consistent with the data of hydrological observations carried out under conditions of weak winds whose speed is less than 5 m/s. Application of the *TVD* schemes in the model has provided monotonicity of numerical solutions for the areas with high spatial gradients in hydrophysical parameters, and also significantly reduced the computational viscosity. It has been established that the discharges of freshwater transported by the coastal current are proportional to the square of its available potential energy; the dependence is described by a linear regression equation with high coefficients of determination (~ 0.95) and correlation (~ 0.97).

Conclusions. The obtained relationships for plume depth and width, and coastal current discharge can be used for assessing these parameters based on hydrological information or satellite data at the wind speed less than 5 m/s. On average, after ~ 10 days, a quasi-stationary regime is formed, in which the coastal current discharge stabilizes at $\sim 40\%$ of the river discharge, at that the rest $\sim 60\%$ continues to circulate within the plume. The obtained results can be used in planning marine expeditions and assessing the impact of catastrophic water discharges in rivers upon the hydrochemical regime and environmental state of the coastal zone.

Keywords: coastal zone, river plume, marine shelf, continental runoff, hydrofront, numerical modeling, Danube, Black Sea, water circulation

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

For citation: Tsyganova, M.V., Lemeshko, E.M., Fomin, V.V. and Ryabtsev, Yu.N., 2025. Modeling of River Plume Propagation in the Coastal Zone of Non-Tidal Sea. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 668-689.

Введение

Речной сток является главным источником притока в моря пресных вод, содержащих растворенные вещества, взвеси и продукты антропогенной деятельности континентального происхождения, многие из которых оказывают негативное воздействие на морскую экологию. В области впадения речных вод

в море формируются плюм (опресненная водная масса, образующаяся в результате перемешивания речного стока и соленых морских вод) и вдольбереговое плотностное течение, которые, в свою очередь, воздействуют на динамические процессы в прибрежной зоне. Поэтому изучение распространения речных вод на морских шельфах – важная фундаментальная и прикладная задача [1–4]. Речные плюмы, формирующиеся в прибрежных морских акваториях во многих регионах мира, обычно представляют собой большой по площади, но тонкий поверхностный слой моря, который, благодаря градиенту плотности, обособлен от подстилающих морских вод [4, 5].

Исследование возникновения и эволюции речных плюмов основано на анализе контактных и спутниковых измерений [5–11], лабораторных экспериментов [12, 13] и численного моделирования [13–18]. Динамика вод шельфа определяется процессами разных пространственно-временных масштабов, таких как геострофические течения, фронтальные зоны, перемешивание водных масс, апвеллинги/даунвеллинги, волновые явления и приливы. В свою очередь, формирование речного плюма и связанного с ним вдольберегового плотностного течения зависит от множества факторов: геометрии устья, топографии дна, характеристик речного стока, параметра Кориолиса, ветрового воздействия, приливов, придонного трения. Эти процессы также влияют на прибрежную динамику вод шельфа [6–10].

При отсутствии внешних воздействий (ветра, приливов) речные воды образуют линзу распресненных вод, которая ограничена гидрофронтом. Для рассматриваемого района его граница выделяется по изохалине 16 ЕПС [11]. Характерные масштабы линзы как ядра плюма – ширина и глубина – определяются плотностью вод реки и шельфа, параметром Кориолиса и скоростью втока реки, которая вычисляется из величин расхода воды, ширины и глубины устья [7, 8, 12]. В зависимости от характерных масштабов плюма и топографии дна выделяют разные типы плюмов: придонный, промежуточный и поверхностный [9]. В статье рассматривается поверхностный тип плюма.

Для Черного моря в условиях отсутствия приливного перемешивания и ветрового воздействия поверхностный плюм таких рек, как Дунай и Днестр, приобретает характерную форму «свободного плюма». Он состоит из линзы распресненной воды в приустьевой области, ограниченной гидрофронтом, которая представляет собой ядро плюма (англ. *bulge*), и вдольберегового течения. В квазистационарном состоянии ядро плюма является антициклоническим вихрем, что обусловлено циклострофическим балансом [9, 13]. Вдольбереговое течение развивается в антициклоническом направлении от устья как квазигеострофическое компенсационное течение [10]. Свободный плюм служит идеальным объектом для валидации численных моделей и оценки масштабов плюма по данным контактных и дистанционных измерений в условиях слабых ветров [14–17]. На основе численного моделирования на сезонных масштабах в районе устья Дуная было установлено наличие антициклонического круговорота, формирующегося в результате весеннего паводка рек в отсутствие ветрового воздействия [18]. Затем с учетом сезонной изменчивости речного стока и поля ветра в результате численного моделирования были получены карты пространственного распределения вод с пониженной соленостью от устьев рек в прибрежных областях северо-западного шельфа Черного моря

(СЗШЧМ) [14]. Учет комбинации указанных факторов с влиянием топографии дна позволил смоделировать характерные пути распространения распресненных вод на СЗШЧМ на сезонном [19] и межгодовом масштабах [17].

Хотя приведенные исследования демонстрируют значительное влияние ветра на пути распространения речных вод на СЗШЧМ, процессы плавучести, перемешивания, инерции играют важную роль на ранних стадиях формирования плюма и вдольберегового течения. Эти процессы определяют перенос распресненных вод и, соответственно, взвешенных и растворенных веществ в прибрежной зоне шельфа [15, 20]. В связи с этим требуют уточнения механизмы формирования ядра плюма и установления квазистационарного вдольберегового течения, необходимы количественные оценки перераспределения речной воды между плюмом и течением в зависимости от гидрологических характеристик вод СЗШЧМ, параметризация радиуса плюма на основе его завихренности и глубины.

Таким образом, целью данной работы является изучение распространения речных вод при впадении в море, формирования плюма и вдольберегового плотностного течения, оценка характеристик плюма и его пространственно-временной эволюции в зависимости от расхода реки, геометрии устья, различных физических параметров и гидрологических условий северо-западного шельфа Черного моря в отсутствие ветрового воздействия.

Район исследования

Для СЗШЧМ характерен обширный мелководный шельф: изобата 50 м расположена на расстоянии 50–200 км от береговой линии. Примерно 80 % общего объема речного стока, поступающего в Черное море, приходится на долю рек Днепр, Южный Буг, Днестр и Дунай, впадающих в акваторию шельфа [21]. На гидрологическую структуру вод этого района сильное влияние оказывают изменчивость ветрового режима, выхолаживание и летний прогрев прибрежных областей, колебания стока рек [21, 22].

Самой крупной из рек, впадающих в Черное море, является река Дунай – вторая по величине реки Европы, средний многолетний расход воды которой равен 200 км^3 , что составляет 57,5 % от общего стока рек в Черное море, а расход наносов с учетом регулирования достигает 30 мл м^3 [23]. Воды Дуная образуют обширный плюм и развитое прибрежное течение (рис. 1), которые также оказывают значительное влияние на экологическое состояние вод шельфа и сезонный цикл концентрации хлорофилла *a* [24].

Горизонтальный и вертикальный масштабы плюма и величина расхода прибрежного течения зависят от сезонного хода стока рек, плотности втекающей воды и вод шельфа, параметра Кориолиса, геометрии устья. Сезонная изменчивость стока рек значительна: максимальный сток за 1985–2006 гг. у Дуная ($9530 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдается в апреле, у Днепра ($1798 \text{ м}^3/\text{с}$) в мае, а минимальный – у Дуная ($4700 \text{ м}^3/\text{с}$) в сентябре, у Днепра ($724 \text{ м}^3/\text{с}$) в августе [23]. У Дуная обширная дельта, но в основном приток воды в море происходит через три основных рукава: Килийский (до 63 % основного стока), Сулинский (17 %) и Георгиевский (20 %) [25].

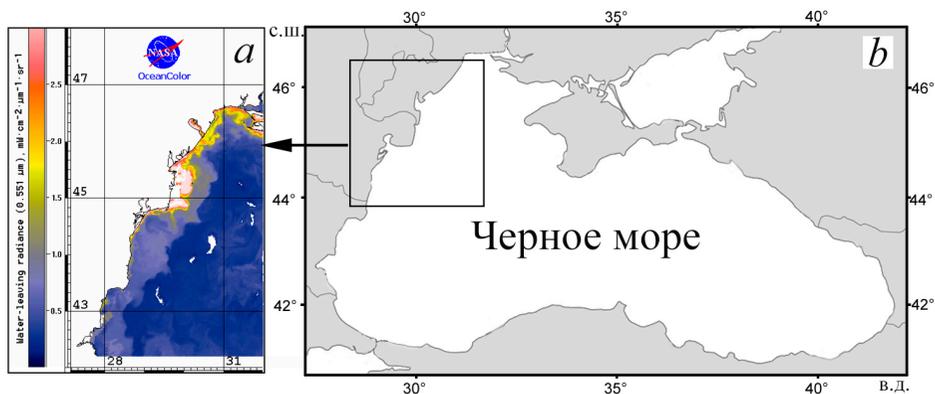


Рис. 1. Регион Черного моря (*справа*), прямоугольным контуром выделен район исследования; увеличенное изображение района исследования (*слева*) с плюмом в районе дельты Дуная 01.04.2017, по спутниковым данным (длина волны 0,551 мкм) (URL: <http://dvs.net.ru/mp>)

Fig. 1. Black Sea region (*right*), the study area is outlined by a rectangular circuit; enlarged image of the study area (*left*) with a plume in the Danube Delta region on 01.04.2017 based on satellite data (wavelength 0.551 μm) (URL: <http://dvs.net.ru/mp>)

Исходные данные и методы исследования

Структура речного плюма включает в себя источник пресной воды с расходом Q_r , устье шириной L и глубиной h_0 и область транзита речных вод. Область смешения речных и морских вод включает гидрофронт, сформированный в результате распространения речных вод в виде антициклонического круговорота (в Северном полушарии) с радиусом r и область вдольберегового плотностного течения шириной W_p (рис. 2). Внутренняя граница зоны смешения речных и морских вод для условий СЗШЧМ и стока Дуная находится в среднем на расстоянии 0–4 км от устьев рукавов, что примерно соответствует инерционному масштабу $L_0 = U_0/f$, где U_0 – скорость втекания реки; f – параметр Кориолиса. Внешняя граница зоны смешения определяется по положению перегиба на профиле изохалин, за которым градиент солености уменьшается, а ее значение приближается к фоновой солености вод шельфа. Для СЗШЧМ соленость воды на внешней границе зоны смешения составляет ~ 16 ЕПС, что соответствует $\sim 90\%$ от солености вод открытой части Черного моря [11].

Пресная вода втекает на шельф со скоростью, определяемой расходом реки и геометрией устья, $U_0 = Q_r/h_0L$ (рис. 2) при условии, что река впадает в море под прямым углом и характеризуется гидродинамическим режимом с числом Фруда $Fr = U_0/C_0$, где $C_0 = (g'h_0)^{1/2}$ – фазовая скорость гравитационной волны; $g' = g(\rho_0 - \rho_a)/\rho_0$ – приведенное ускорение свободного падения; ρ_0, ρ_a – плотность речной и морской воды. Случаи, когда река образует эстуарий, соединенный с морем, в данной работе не рассматриваются.

Вблизи устья (ближняя зона), как правило, $Fr < 1$ и динамика плюма определяется инерцией и стратификацией. В точке отрыва (O) при $Fr = 1$ плюм отрывается от дна и распространяется в поверхностном слое толщиной h_p – это область ускорения потока и интенсивного перемешивания вследствие сдвиговой неустойчивости и крупномасштабных процессов перемешивания (зона A).

Далее следует зона B – область потока с максимальными значениями Fr , превышающими 1, где происходит интенсивное перемешивание в процессе распространения плюма. Завершает эволюцию зона C – область распространения плюма и постепенного уменьшения числа Fr вплоть до внешней морской границы (рис. 2). В табл. 1 представлены характеристики речных плюмов для разных рек и типов шельфа, полученные по гидрологическим данным [15, 16, 26–27].

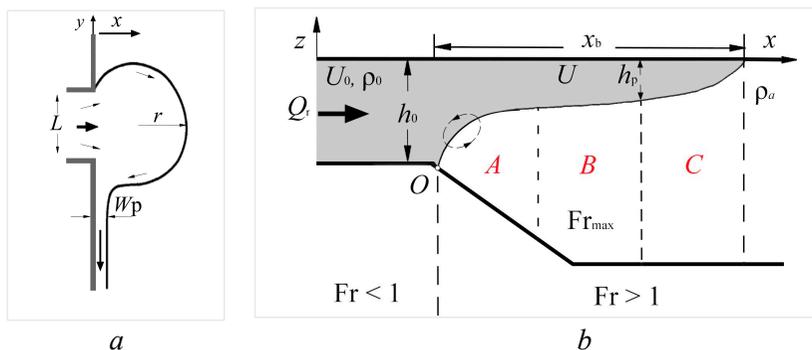


Рис. 2. Схема формирования плюма и циркуляции вод в устье реки: a – вид сверху; b – фронтальный разрез. Обозначения: L – ширина устья; r – радиус плюма; W_p – ширина прибрежного течения; Q_r – расход реки; h_0 – глубина устья; U_0 – скорость втока реки; ρ_0 – плотность речной воды; x_b – ширина плюма; U – скорость плюма; h_p – глубина плюма; ρ_a – плотность морских вод; O – точка отрыва плюма от дна при $Fr = 1$; A – область ускорения потока и интенсивного перемешивания, B – область интенсивного перемешивания потока, C – область распространения плюма

Fig. 2. Schematic diagram of formation of plume and water circulation in the river mouth: a – top view; b – frontal section. Designations: L – mouth width; r – plume radius; W_p – coastal current width; Q_r – river discharge; h_0 – mouth depth; U_0 – river inflow velocity; ρ_0 – river water density; x_b – plume width; U – plume velocity; h_p – plume depth; ρ_a – seawater density; O – point of plume detachment from the bottom at $Fr = 1$; A – area of flow acceleration and intense mixing, B – area of intense flow mixing, C – area of plume spread

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Характеристики речных плюмов Characteristics of river plumes

Название реки / Name of the river	Q_r	h_p	H_R	W_{sh}	$\alpha \times 10^{-3}$	R_{di}	Источник / Source
Делавэр / Delaware	650	8,68	14	120	0,7	6,37	[16]
Колумбия / Colombia	7500	6,32	30	40	3,6	8,21	[26]
Миссисипи / Mississippi	19000	10,00	20	200	1,0	12,00	[27]
Дунай / Danube	6700	15,00	25	50–200	3,0	12,10	[15]

Примечание. Обозначения: Q_r – расход реки, m^3/s ; h_p – толщина плюма, м; H_R – глубина дна, м, для $x = R_{di}$; W_{sh} – ширина шельфа, км; α – уклон дна; R_{di} – бароклинический радиус Россби, км.

Note. Designations: Q_r is river discharge, m^3/s ; h_p is plume thickness, m; H_R is bottom depth, m, for $x = R_{di}$; W_{sh} is shelf width, km; α is bottom slope; R_{di} is baroclinic Rossby radius, km.

Отношение толщины плюма h_p к глубине дна H_R на расстоянии от берега, равном бароклинному радиусу Россби R_d , характеризует тип плюма: при $h_p/H_R < 1$ плюм поверхностный, при $h_p/H_R > 1$ – придонный, при $h_p/H_R = 1$ плюм занимает промежуточное положение [16]. Реки, представленные в табл. 1, формируют поверхностный плюм, а плюм Дуная сопоставим по параметрам, например, с плюмом Миссисипи. Следует отметить, что для Черного моря значение g' в среднем больше, чем для шельфа океана на той же широте, что приводит к бóльшим значениям горизонтального и меньшим значениям вертикального масштабов плюма при одинаковых расходах рек.

Горизонтальный масштаб и глубина плюма зависят от стратификации вод шельфа и расхода воды реки, сезонная изменчивость которых влияет на внутренний радиус Россби R_d : разница значений R_d между июлем и январем достигает 2,5 км для СЗШЧМ [25]. R_d достигает максимального значения летом: в глубоководной части моря – 20 км, на СЗШЧМ – до 12,5 км, а на шельфе глубиной менее 100 м находится в пределах 3,0–7,5 км и имеет тенденцию к уменьшению с увеличением широты [25].

Поверхностный плюм и прибрежное течение находятся с кросс-шельфовым градиентом давления в геострофическом балансе, который устанавливается через 2–3 инерционных периода после втекания речной воды. Соответственно, используя геострофические соотношения, толщину плюма можно представить в виде

$$h_p = (2Q_r f / g')^{1/2}, \quad (1)$$

бароклинный радиус Россби с учетом выражения (1) в таком случае равен [13]

$$R_d = (2Q_r g' / f^3)^{1/4}. \quad (2)$$

Таким образом, наряду с инерционным масштабом L_0 и бароклинным радиусом Россби для исследования структуры плюма будем рассматривать и характерный масштаб глубины залегания нижней границы плюма h_p .

В модели поверхностного плюма при пренебрежении диффузионными процессами его толщина плавно уменьшается от значения у устья до нуля на внешней границе антициклонического вихря, который находится в циклострофическом балансе. Для этого вихря известно соотношение, позволяющее определить максимальное расстояние внешней границы поверхностного плюма от берега x_b (рис. 2) на основе только значений расхода реки, геометрии русла и плотности речных и шельфовых вод:

$$x_b = 2r = \frac{2(3g'h_0 + U_0^2)}{f(2g'h_0 + U_0^2)^{1/2}} = R_{di} \frac{2(3 + Fr_i^2)}{(2 + Fr_i^2)^{1/2}}, \quad (3)$$

где h_0 – глубина устья; U_0 – скорость втока реки; $R_{di} = (g'h_0)^{1/2}/f$ – бароклинный радиус Россби и число Фруда Fr_i для втекающего потока [9].

Согласно соотношению (3), можно рассмотреть три случая распространения плюма в зависимости от скорости втока воды из русла реки и разницы плотности речных и шельфовых вод. В случае малых скоростей втока или большой разницы плотности, когда $u^2 \ll g'h_0$ (что соответствует числу Фруда $Fr_i \ll 1$), из уравнения (3) следует: $x_b \sim 4,2 R_{di}$. Таким образом, внешняя граница

поверхностного плюма находится на расстоянии примерно четырех бароклинных радиусов Россби от берега. Например, для Дуная это расстояние составляет $x_b \sim 51$ км; в области, где шельф наиболее узок, плюм достигает его границы (табл. 1, рис. 1), что согласуется с результатами наблюдений [15]. В терминах масштабов длины этот случай, для которого число Фруда $Fr_i = L_0/R_{di} \ll 1$, описывается как преобладание бароклинного радиуса Россби над инерционным масштабом. Скорость втока реки, глубина и ширина русла также определяют форму стокового гидрофронта и прибрежного плотностного течения через число Россби $Ro = U_0/fL = L_0/L$, описывающее влияние инерции и нелинейности, и число Бургера $Bu = R_{di}/L$, характеризующее влияние сил плавучести. Заметим, что число Фруда можно также выразить через их отношение как $Fr_i = Ro/Bu$. В данном случае влияние сил плавучести, обусловленное стоком реки, превышает влияние инерции потока. Если число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, гидрофронт имеет полукруглую форму, прижат к берегу и формируется прибрежное течение, расход которого пропорционален экспоненте от Ro [28].

Второй предельный случай соответствует большим скоростям втока и малой разности плотности $U^2 \gg g'h_0$, что приводит к суперкритическому режиму распространения плюма с числом Фруда $Fr \gg 1$, т. е. $Ro \gg Bu$ и ширина плюма равна удвоенному инерционному масштабу: $x_b \sim 2U_0/f = 2L_0$ [28]. Значение $Fr \sim 1$ (или $Ro \sim Bu$) соответствует промежуточному режиму, динамика которого сочетает черты обоих предельных случаев.

Комплексные экспедиционные исследования, направленные именно на изучение формирования и эволюции плюма Дуная, не проводились. Существующие данные в основном представлены разрозненными многолетними измерениями гидрологических, гидрооптических и гидрохимических параметров [3, 15, 29]. Из анализа гидрологических данных следует, что горизонтальный размер плюма варьирует от 28 до 120 км, толщина – от 8 до 15 м (по изохалине 16 ЕПС) [15, 29]. При размерах плюма около 90 км он занимает большую площадь шельфа, его морская граница достигает изобат 50–75 м, что влияет на гидрологическую структуру и экологическое состояние вод шельфа. На характеристики плюма значительное влияние оказывают ветровые условия. Так, аномальное южное распространение вдольберегового плотностного течения, зафиксированное в июле 1992 г., связано с продолжительным усилением северного ветра до 10 м/с в период с 12 по 18 июля [15]. С другой стороны, вытягивание плюма в северо-восточном направлении на 120 км 2–6 сентября 2004 г. обусловлено воздействием южных ветров скоростью до 10 м/с [29]. Таким образом, изменчивость стока рек и поля ветра создают разнообразные условия для формирования плюмов, что, наряду с гидрологическими условиями шельфа и отсутствием приливов, делает СЗШЧМ уникальным полигоном для изучения динамики плюмов.

Численные эксперименты с трехмерной гидродинамической моделью

В данной работе формирование и распространение плюма исследовалось методом численного моделирования с использованием трехмерной σ -координатной численной модели *Princeton Ocean Model (POM)*, предназначенной для расчета циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки [30–32]. Данные

σ -координатные модели широко применяются для моделирования динамических процессов в мелководных акваториях, поскольку автоматическое сгущение σ -уровней при уменьшении глубины бассейна позволяет достичь высокого разрешения по вертикали. Кроме того, эти модели обеспечивают точное выполнение кинематических условий на свободной поверхности и на дне [31].

Расчеты выполнены для прямоугольной области. Координаты расчетной области: $29,5^\circ$ – $31,5^\circ$ в. д., $43,35^\circ$ – $45,75^\circ$ с. ш. Число узлов сетки по оси X равно 51, по оси Y – 171. В начальный момент времени в модели задается поступление распресненной воды через устье реки с определенными расходом и соленостью.

Поток речных вод при отсутствии ветра и прилива распространяется в сторону моря, а затем под воздействием силы Кориолиса поворачивает в антициклоническом направлении (в Северном полушарии) [9, 31]. В результате в приустьевой зоне формируется стоковый гидрофронт и примерно через два инерционных периода устанавливается плотностное вдольбереговое струйное течение (рис. 2). В общем случае плюм представляет собой нестационарное образование, и одним из факторов, стабилизирующих его динамику, может служить стационарное фоновое течение, направленное на юг вдоль траектории распространения вдольбереговой струи распресненных вод [30–32].

Модель основана на трехмерных уравнениях циркуляции в σ -координатной системе $\sigma = (z - \eta)/H$, $\sigma \in [0;1]$, где x, y, z – декартовы координаты; $H = h + \eta$ – глубина моря; $h(x, y)$ – рельеф дна моря; $\eta(x, y, t)$ – уровень моря. Для описания динамики фронтальных зон используются примитивные уравнения движения непрерывно стратифицированной вязкой несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска и гидростатики следующего вида:

$$\frac{\partial uH}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - fvH + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_x + G_x, \quad (4)$$

$$\frac{\partial vH}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + fuH + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_y + G_y, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial TH}{\partial t} + \Lambda T = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_T, \quad (7)$$

$$\frac{\partial SH}{\partial t} + \Lambda S = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_S, \quad (8)$$

где u, v, w – компоненты скорости по x, y, σ – соответственно; ρ_0 – средняя плотность; f – параметр Кориолиса; T, S – температура и соленость воды.

Для записи оператора переноса принято следующее обозначение:

$$\Lambda \Phi = \frac{\partial uH\Phi}{\partial x} + \frac{\partial vH\Phi}{\partial y} + \frac{\partial w\Phi}{\partial \sigma},$$

$$G_X = -\Lambda u - \frac{gH^2}{\rho_0} \int \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma,$$

$$G_Y = -\Lambda v - \frac{gH^2}{\rho_0} \int \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{H} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma.$$

Слагаемые HF_X , HF_Y , HF_T , HF_S параметризуют горизонтальную турбулентную вязкость и диффузию и имеют вид

$$HF_X = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M H \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right],$$

$$HF_Y = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M H \frac{\partial v}{\partial y} \right],$$

$$HF_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H H \frac{\partial (T, S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H H \frac{\partial (T, S)}{\partial y} \right].$$

A_M , A_H зависят от горизонтальных градиентов скорости:

$$(A_M, A_H) = \frac{\delta}{2} (C_M, C_H) a^{1/2}, \quad a = \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2,$$

где C_M, C_H и δ – некоторые константы.

Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии определяются по формулам $K_M = \max(LqS_M, K_{M\phi})$, $K_H = \max(LqS_H, K_{H\phi})$, где $q^2/2$ – турбулентная кинетическая энергия; L – макромасштаб турбулентности; S_M, S_H – функции динамического числа Ричардсона; константы $K_{M\phi}, K_{H\phi}$ – фоновые значения. Функции q, L находятся из решения уравнений баланса турбулентной энергии, решаемых совместно с основной задачей.

На поверхности и дне принимаются следующие граничные условия:

$$\sigma = 0 \quad w = 0, \quad \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_X^0, \tau_Y^0), \quad \frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (Q_T, Q_S), \quad (9)$$

$$\sigma = -1 \quad w = 0, \quad \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_X^B, \tau_Y^B), \quad \frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0,$$

где Q_T, Q_S – потоки тепла и соли. Выражения для касательных напряжений на свободной поверхности и на дне соответственно: $(\tau_X^0, \tau_Y^0) = \rho_a C_A |W| (w_X, w_Y)$, $(\tau_X^B, \tau_Y^B) = \rho_a C_D |U| (u, v)$, где ρ_a – плотность воздуха; C_A, C_D – коэффициенты трения; $W = (w_X, w_Y)$ – скорость ветра на высоте 10 м; $U = (u, v)$ – горизонтальная скорость течения.

На твердых боковых границах скорости, потоки тепла и соли равны нулю.

Пространственная дискретизация уравнений выполняется на C -сетке. Используются равномерные шаги по x -, y - и σ -координате. Эволюционные уравнения интегрируются по времени с шагом Δt методом расщепления.

Горизонтальная скорость U представляется в виде суммы независимой от глубины компоненты \bar{U} – баротропной и U' – бароклинной составляющих:

$$U = \bar{U}(x, y, t) + U'(x, y, \sigma, t).$$

Черта над функцией обозначает результат интегрирования по σ -координате в пределах от -1 до 0 . Интегрирование уравнений (4)–(6) по вертикали с использованием граничных условий (9) позволяет получить систему уравнений теории мелкой воды для определения баротропных компонент скорости и уровня моря:

$$\frac{\partial \bar{u}H}{\partial t} + gH \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - f \bar{v}H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0} (\tau_x^0 - \tau_x^B) + H \bar{F}_x + \bar{G}_x, \quad (10)$$

$$\frac{\partial \bar{v}H}{\partial t} + gH \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} - f \bar{u}H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^0 - \tau_y^B) + H \bar{F}_y + \bar{G}_y, \quad (11)$$

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H}{\partial y} = 0. \quad (12)$$

Уравнения для бароклинных компонент скорости имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u'H}{\partial t} - f v'H = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{A_M}{H} \left(\frac{\partial u'}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{1}{\rho_0} (\tau_x^0 - \tau_x^B) + H (F_x - \bar{F}_x) + G_x - \bar{G}_x, \quad (13)$$

$$\frac{\partial v'H}{\partial t} - f u'H = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{A_M}{H} \left(\frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^0 - \tau_y^B) + H (F_y - \bar{F}_y) + G_y - \bar{G}_y. \quad (14)$$

Задачи (10)–(12) и (13)–(14) аппроксимируются явными схемами. Причем в баротропной задаче используется малый шаг $\Delta t_A = \Delta t/n$, где n выбирается в соответствии с критерием устойчивости Куранта. При решении уравнений переноса тепла и соли (7)–(8) отдельно выделяется задача трехмерного переноса и горизонтальной диффузии по вертикальной координате, решаемая методом прогонки с учетом граничных условий (9).

Численный алгоритм модели основан на разделении задачи на баротропную и бароклинную моды и применении явных схем по горизонтальным координатам и неявных схем по σ -координате. Адвективный оператор в уравнениях модели аппроксимируется TVD -схемами [30], обеспечивающими монотонность численного решения, что необходимо для правильного описания полей с большими пространственными градиентами. Кроме того, недавнее исследование влияния различных численных схем на расчеты диффузии соли показало: использование TVD -схем существенно снижает вычислительную вязкость, что приводит к меньшему искажению динамики плюма по сравнению с другими разностными схемами [33].

Прямоугольная область. В расчетах использовался прямоугольный бассейн постоянной глубины 40 м с указанными выше координатами, угол наклона дна у берега составляет от $3 \cdot 10^{-3}$ до $0,6 \cdot 10^{-4}$. Начало системы координат расположено на свободной поверхности в левом нижнем углу расчетной области. Западная граница бассейна соответствует береговой черте, остальные три границы жидкие. Источник речного стока находится в узле сетки с координатами $x = 2$, $y = 106$ и характеризуется расходом воды Q_r в диапазоне от 1500 до 8000 м³/с. Замыкающий створ русла реки имеет ширину $L = 1570$ м и глубину $h_0 = 8$ м (рис. 2). В начальный момент времени соленость воды в бассейне составляла $S_f = 18$ ЕПС, а соленость втекающей воды варьировала от 2 до 6 ЕПС, что соответствует значениям на внутренней границе зоны смешения речных и морских вод [11]. Влияние источника наложено на фоновое меридиональное стационарное течение v_0 , которое в начальный момент времени имело скорость от 5 до 25 см/с и было направлено на юг. На открытых границах расчетной области для компонент скорости течения и солености задавались условия гладкого продолжения [30], предполагающие равенство нулю нормальной производной от искомой прогностической переменной

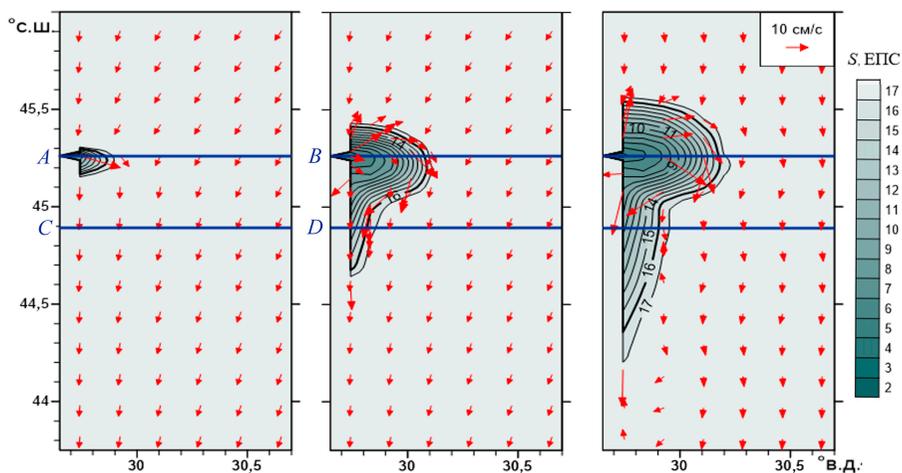


Рис. 3. Поле поверхностной солености для стока реки ($Q_r = 1500$ м³/с, соленость 2 ЕПС) в отсутствие ветра при значении числа Россби $Ro = 0,75$: *a* – через 1 сут; *b* – 5 сут (расход пресной воды в пломе через разрез CD $Q_{fsc} = 107$ м³/с); *c* – 10 сут ($Q_{fsc} = 251$ м³/с). Стрелками указана скорость течения; AB , CD – разрезы по широте; начальная фоновая скорость течения – 5 см/с

Fig. 3. Surface salinity field for river runoff ($Q_r = 1500$ м³/с, salinity is 2 PSU) in the absence of wind and at the Rossby number $Ro = 0.75$: *a* – after 1 day; *b* – after 5 days (freshwater transport in the plume through section CD $Q_{fsc} = 107$ м³/с); *c* – after 10 days ($Q_{fsc} = 251$ м³/с). Arrows indicate current velocity; AB , CD – sections by latitude; initial background current velocity is 5 cm/s

Моделирование проводилось на срок до 10–30 сут на горизонтальной сетке $\Delta x = 3137$ м, $\Delta y = 1570$ м. Для более детального разрешения по вертикальной координате использовалось 25 неравномерных уровней, сгущающихся вблизи свободной поверхности. Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости вычислялся по формуле Смагоринского [30]. Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии определялись методом Меллора – Ямады

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 5 2025 669

[30]. Бароклинная составляющая модели интегрировалась с шагом 2 мин, а баротропная – с шагом 6 с. Установление численного решения контролировалось по значениям кинетической энергии и расходам воды в сечениях, указанных на рис. 3.

Результаты и обсуждение

Для моделирования плюма задавались следующие параметры: ширина русла $L = 1570$ м, глубина русла $h_0 = 8$ м, расход реки Q_r в диапазоне 1500–8000 м³/с, для речных вод – соленость S в интервале 2–6 ЕПС, температура $T = 15$ °С, для шельфовых вод – соленость $S = 18$ ЕПС, $T = 15$ °С; плотность речных ρ_0 и морских ρ_a вод рассчитывалась из уравнения состояния для заданных значений солености и температуры; параметр Кориолиса $f = 0,0001013$ с⁻¹, инерционный период $T_0 = 2\pi/f = 17$ ч.

Для данной конфигурации модели были выполнены расчеты, которые демонстрируют формирование и распространение плюма в отсутствие ветра и влияния стратификации вод шельфа. На рис. 3 приведено распределение солености на поверхности через 1, 5 и 10 сут для варианта 1 (табл. 2) расчета с однородной по глубине стратификацией, с расходом воды Q_r , равным 1500 м³/с, и соленостью речной воды 2 ЕПС. Число Россби $Ro = 0,75$ и число Бургера $Bu = 6,13$ характеризуют влияние сил плавучести. Число Фруда $Fr_i = Ro/Bu = 0,13$ (табл. 2) указывает на то, что силы плавучести, обусловленные стоком реки, преобладают над инерционными силами потока, поэтому плюм прижат к берегу. Поскольку число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, то гидрофронт имеет полукруглую форму, прижат к берегу и вдоль побережья развивается течение (рис. 3, а).

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Характеристики плюма и глубина h_p по формуле (2) Characteristics of plume and depth h_p according to formula (2)

Расчетные данные / Calculated data		Fr	L_0 , км / L_0 , km	h_p , м / h_p , m	H_p , м / H_p , m	H_{cc} , м / H_{cc} , m	R_{di} , км / R_{di} , km	R_p , км / R_p , km	R_p/R_{di}	X_c/R_p	H_p/h_p
S , ЕПС / S , PSU	Q_r , м ³ /с / Q_r , m ³ /s										
2	1500	0,13	1,2	1,6	5,0	3,2	9,6	22,8	2,4	0,2	3,1
2	3000	0,25	2,2	2,3	6,5	4,0	9,6	21,3	2,2	0,6	2,9
2	8000	0,65	6,3	3,7	10,5	6,8	9,6	24,4	2,5	0,5	2,8
6	3000	0,28	2,4	2,6	6,3	4,1	8,3	22,8	2,7	0,4	2,4
6	8000	0,76	6,3	4,3	11,0	6,7	8,3	24,4	2,9	0,5	2,6

П р и м е ч а н и е. Модельные значения приводятся для $t = 10$ сут. Обозначения: X_c – смещение центра плюма от берега по широте; H_p – глубина плюма в его центре, H_{cc} – его глубина у берега на разрезе CD . Радиус плюма R_p , глубины H_p , H_{cc} определяются по положению изохалины 16 ЕПС.

Н о т е. Model values are given for $t = 10$ days. Designations: X_c is the latitudinal displacement of plume center from the coast; H_p is the plume depth at its center; H_{cc} is its depth near the coast at section CD . The plume radius R_p , the depths H_p and H_{cc} are determined from the position of the 16 PSU isohaline.

В начальный период (через 1 сут) плюм округлой формы формируется под действием стока пресной воды от источника. Разрез AB проходит через устье по широте; а CD расположен южнее AB на ~ 31 км (рис. 3, а). Уже через 1,5–2

инерционных периода T_0 под действием силы Кориолиса от устья в антициклоническом направлении начинает формироваться вдольбереговое течение, которое затем распространяется на юг вдоль западной границы (рис. 3, *b, c*). Через 3,25 сут передний край фронта, который определялся по изохалине 16 ЕПС, достигает разреза CD (рис. 3). Через 5 сут формируется прибрежное плотностное течение, которое переносит часть воды из области антициклонического кругового гидрофронта на юг (рис. 3, *b*). При этом большая часть поступающей от реки воды остается в области плюма, что приводит к росту его глубины H_p и ширины до двух радиусов $2R_p$ (рис. 3, *c*).

Через 10 сут глубина плюма H_p достигает 5 м, а радиус плюма R_p – 22,8 км, при этом рост плюма приводит к смещению его центра от берега в сторону моря на расстояние X_c , но отрыва плюма от берега не происходит, поскольку на 10-е сутки его положение стабилизируется: $X_c/R_p = 0,2$ (табл. 2), а его радиус достигает своего квазистационарного значения.

Увеличение расхода воды при тех же размерах устья увеличивает скорость втока реки, что приводит к росту чисел Фруда и Россби. При высокой скорости втока речной воды и узкой ширине русла ($Ro_i > 1$) гидрофронт принимает более округлую форму, при этом увеличивается скорость движения фронта плотностного прибрежного течения на юг. Зависимость формы гидрофронта и интенсивности прибрежного течения от числа Россби отмечается также и по данным контактных наблюдений [29]. Увеличение плотности втекаемой воды (в данных численных экспериментах через увеличение солености реки) приводит к уменьшению приведенного ускорения свободного падения g' , что, согласно уравнению (2), увеличивает глубину плюма и число Фруда, но уменьшает роль стратификации через радиус Россби (формула (3)) и число Бургера. Величина баланса между силами плавучести и инерции определяется комбинацией расхода реки и ее плотности (солености), которые влияют на глубину плюма h_p и его радиус r , положение центра плюма и режим формирования плотностного течения. Различные варианты расчетов приведены в табл. 2. Для сравнения с плюмом, показанным на рис. 3, рассмотрим вариант 5 (табл. 2) со значением расхода реки $Q_r = 8000$ м³/с и соленостью $S = 6$ ЕПС (рис. 4). Такой режим характеризуется большими значениями чисел Россби ($Ro = 4$), Фруда ($Fr = 0,76$), инерционного масштаба ($L_0 = 6,3$ км), но меньшими значениями числа Бургера ($Bu = 5,31$) и радиуса Россби ($R_{di} = 8,3$ км) (табл. 2). Хотя значение $Fr = 0,76$ остается ниже критического, оно почти в шесть раз превосходит значение $Fr = 0,12$ для варианта 1 (см. рис. 3). Таким образом, влияние инерции потока увеличилось в шесть раз по сравнению с влиянием сил плавучести. В результате плюм вытянут от берега в сторону шельфа, а его центр смещен мористее. Однако отрыва плюма от берега не происходит, так как смещение относительно его радиуса составляет $X_c/R_p = 0,5$ (рис. 4, *c*).

Поскольку в данном расчете число Россби $Ro = 4$ (превышает 1), то есть инерционный масштаб в четыре раза превосходит ширину русла, плюм формируется уже через 1,5 инерционных периода T_0 и имеет более круглую форму, чем на рис. 3, *a*. Передний край фронта вдольберегового течения достигает разреза CD через 1 сут (рис. 4). С учетом расстояния между разрезами скорость движения фронта составила $C_p \sim 0,29$ м/с. К 5-м суткам формируется более раз-

витое прибрежное плотностное течение (по сравнению с рис. 3), которое переносит часть вод из области плюма через южную границу области (рис. 4, *b*). При этом в области плюма накапливается бóльшая часть поступающей от реки воды, что приводит к росту его глубины H_p и радиуса (рис. 4, *b*, *c*). На 10-е сутки изохалина 8 ЕПС достигает $30,5^\circ$ в. д., глубина плюма H_p (определяемая по залеганию изохалины 16 ЕПС) достигает 11 м, а радиус плюма R_p – 24,4 км, при этом рост плюма сопровождается смещением его центра от берега в сторону моря на расстояние X_c . Через 10 сут его положение стабилизируется: $X_c/R_p = 0,5$ (табл. 2), а радиус плюма достигает устойчивого значения.

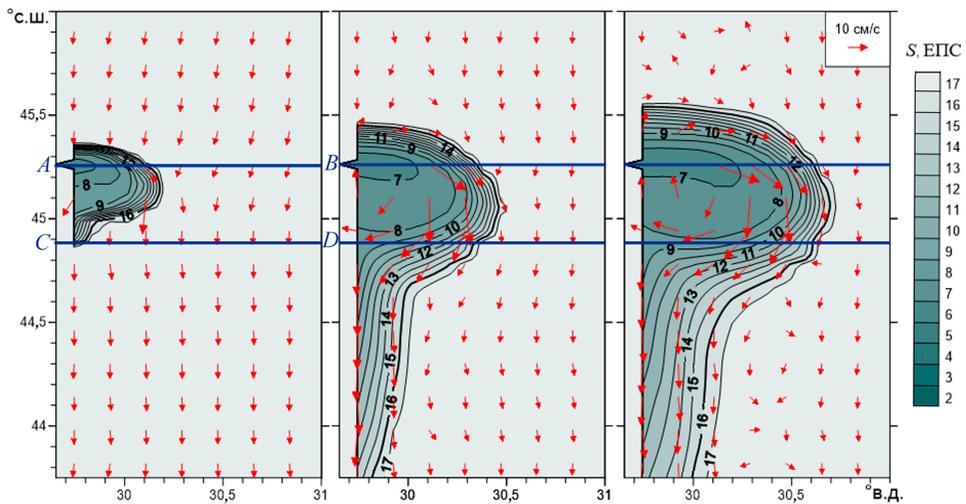


Рис. 4. Поле поверхностной солёности для стока реки в отсутствие ветра ($Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$, солёность 6 ЕПС) при значении числа Россби $Ro = 4$: *a* – через 1 сут ($Q_{\text{fcc}} = 25 \text{ м}^3/\text{с}$); *b* – 5 сут (расход пресной воды в плюме через разрез CD $Q_{\text{fcc}} = 1592 \text{ м}^3/\text{с}$); *c* – 10 сут ($Q_{\text{fcc}} = 1920 \text{ м}^3/\text{с}$); Стрелками указана скорость течения; AB , CD – разрезы по широте; начальная фоновая скорость течения – 5 см/с

Fig. 4. Surface salinity field for river runoff in the absence of wind ($Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$, salinity is 6 PSU) at the Rossby number $Ro = 4$: *a* – after 1 day ($Q_{\text{fcc}} = 25 \text{ м}^3/\text{с}$); *b* – after 5 days (freshwater transport in the plume through section CD $Q_{\text{fcc}} = 1592 \text{ м}^3/\text{с}$); *c* – after 10 days ($Q_{\text{fcc}} = 1920 \text{ м}^3/\text{с}$); arrows indicate current velocity; AB , CD – sections by latitude; initial background current velocity is 5 cm/s

Представление о вертикальной структуре плюма дают разрезы солёности AB на рис. 5. Солёность S реки в обоих случаях одинакова – 6 ЕПС, различается только расход Q_r : $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5, *a*, *b*, *c*) и $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5, *d*, *e*, *f*).

Увеличение расхода реки для случая, когда $S = 2$ ЕПС, $Q = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, в два раза приводит к росту скорости втока и, как следствие, к увеличению чисел Россби ($Ro = 4$) и Фруда ($Fr = 0,76$). Это обуславливает формирование плюма, более вытянутого в сторону шельфа, а инерционный радиус возрастает до 6,3 км (рис. 5, *d*, *e*, *f*) по сравнению с 2,4 км в первом случае (рис. 5, *a*, *b*, *c*). Поскольку число Фруда во втором случае в 2,7 раза больше и приближается к критическому значению, точка отрыва плюма от дна смещается в сторону шельфа (см. рис. 2), а накопление бóльшей части поступающей от реки воды приводит к росту глубины плюма до 11 м против 6,3 м в первом случае

(рис. 5, *c, f*). После формирования плюма и прибрежного течения через 1,5–3 инерционных периода скорости находятся в геострофическом балансе с градиентом давления.

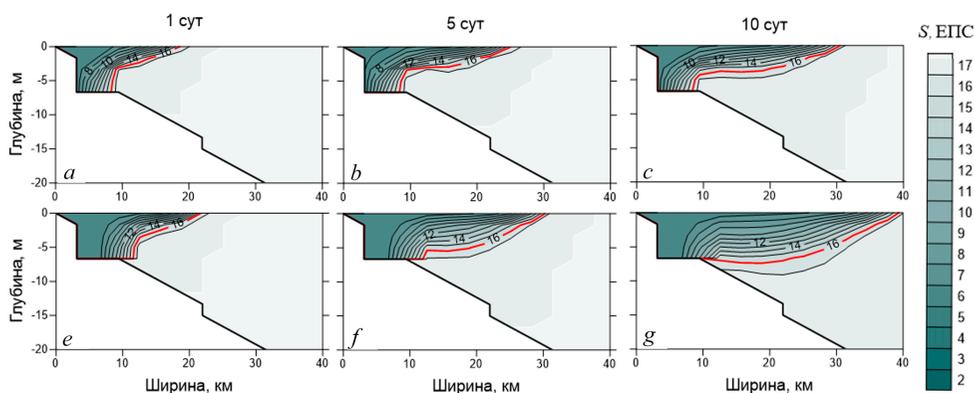


Рис. 5. Зональные разрезы AB (см. рис. 4) поля солёности через 1, 5 и 10 сут ($S = 6$ ЕПС) при расходе Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*a, b, c*), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*d, e, f*). Красным цветом выделена изохалина 16 ЕПС
Fig. 5. Zonal sections AB (see Fig. 4) of salinity field after 1, 5 and 10 days ($S = 6$ PSU) at a discharge Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*a, b, c*), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*d, e, f*). The 16 PSU isohaline is highlighted in red

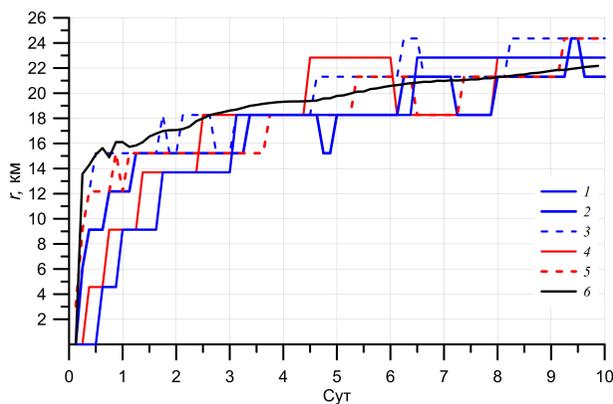


Рис. 6. Радиус плюма, полученный по модельным данным $R_p(t)$ при $S = 2$ ЕПС и Q_r , равном $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3); при $S = 6$ ЕПС и Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (4); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (5); радиус $r(t)$ (6), рассчитанный по формуле (15) при $S = 2$ ЕПС, $Q_r = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, $\omega = -0,8f$ и $h_{\max} = 6,5 \text{ м}$ (табл. 2)

Fig. 6. Plume radius obtained from the model data $R_p(t)$ at $S = 2$ PSU and Q_r equal to $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3); at $S = 6$ PSU and Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (4); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (5); radius $r(t)$ (6) calculated by formula (15) at $S = 2$ PSU, $Q_r = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, $\omega = -0.8f$ and $h_{\max} = 6.5 \text{ м}$ (Table 2)

Кроме того, движение вод внутри ядра плюма можно рассматривать как вращение твердого тела, поскольку наблюдения и лабораторные эксперименты показывают, что завихренность в ядре плюма постоянна и близка по величине к параметру Кориолиса. В рамках этого предположения в работе [13]

получено соотношение для максимальной кривизны и глубины плюма, позволяющее оценить его радиус в зависимости от завихренности:

$$r = \left(-\frac{4g' \cdot h_{\max}}{\omega \cdot \left(\frac{\omega}{2} + f\right)} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (15)$$

где r – радиус плюма; h_{\max} – его максимальная глубина; ω – средняя завихренность; f – параметр Кориолиса; g' – приведенное ускорение свободного падения. По результатам моделирования радиус и глубина залегания плюма оценивались по положению изохалины 16 ЕПС.

Эволюция радиуса плюма относительно его центра X_c для разных экспериментов приводится на рис. 6 (табл. 2). Средняя завихренность плюма ω составляла от $-0,95f$ до $-0,6f$. Во всех экспериментах центр плюма удаляется от берега с увеличением числа Фруда, однако отрыва плюма от берега не происходит: отношение X_c к радиусу плюма увеличивается от 0,2 при расходе $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Fr = 0,13$ до $0,5-0,6$ при $Fr = 0,76$, везде оставаясь меньше 1 (табл. 2). В течение 1,5–3 инерционных периодов наблюдается резкий рост радиуса плюма (рис. 6). После формирования прибрежного течения и установления геострофического баланса радиус увеличивается линейно со временем и достигает 21–24 км (рис. 6). Графики $R_p(t)$, полученные из модельных данных, хорошо аппроксимируются зависимостью (15) при $\omega = -0,8f$ и максимальной глубине плюма $h_{\max}(t)$, определенной по изохалине 16 ЕПС. Следует отметить, что оценка радиуса плюма по формуле (3) занижает значения r для всех вариантов из табл. 2, так как соответствует стационарному случаю. Для всех графиков на рис. 6 число $Fr < 1$, а отношение радиуса плюма к бароклинному радиусу R_{di} составляет 2,2–2,9, что соответствует классификации плюмов на основе уравнения (3) для случая малых скоростей втока и большой разницы плотностей $u^2 \ll g'h_0$ с числом Фруда $Fr_i < 1$ и оценкой $r \sim 2,1R_{di}$.

После установления геострофического режима циркуляции в плюме и продвижения фронта прибрежного течения на юг перенос этим течением пресной воды Q_{fcc} через вертикальный разрез CD оценивался по формуле

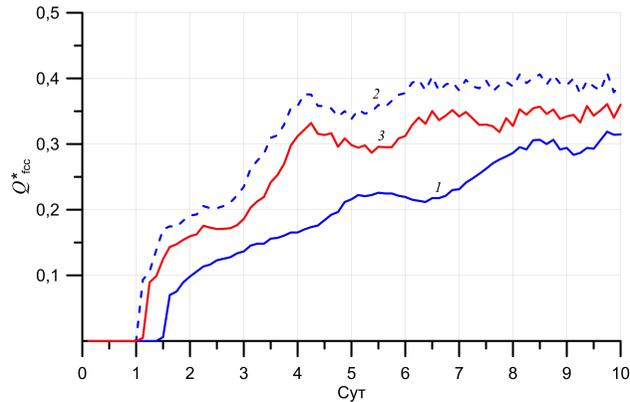
$$Q_{fcc}(t) = \iint_{CD} \frac{(S_0 - S(t,x,z))}{S_0} V(t,x,z) dx dz, \quad (16)$$

где $S_0 = 18$ ЕПС – соленость вод шельфа; V – меридиональная компонента скорости; интегрирование производится по разрезу CD (см. рис. 3, 4).

Рост расхода воды при тех же размерах устья увеличивает скорость втока реки, что приводит к росту чисел Фруда и Россби. При высокой скорости втока речной воды и узкой ширине русла ($Ro_i > 1$) гидрофронт принимает более округлую форму, при этом увеличивается скорость движения фронта плотностного прибрежного течения на юг. Зависимость формы гидрофронта и интенсивности прибрежного течения от числа Россби отмечается также и по данными контактных наблюдений [13].

Учитывая, что количество пресной воды, поступающей в плюм, зависит от солености речной воды в русле, введем нормированную величину расхода пресной воды прибрежным течением: $Q_{fcc}^* = Q_{fcc}/(\gamma Q_r)$, где $\gamma = (S_0 - S)/S_0$ – доля пресной воды в реке. Графики Q_{fcc}^* для различных вариантов моделирования приведены на рис. 7. При одинаковых расходах реки транспорт пресной воды

прибрежным течением тем больше, чем меньше соленость реки S (рис. 7), т. е. он пропорционален увеличению доли пресной воды в реке γ в соответствии с формулой (16). При одинаковой солености (т. е. фиксированном значении γ) с увеличением расходов реки и, соответственно, увеличением скоростей втека воды в устье возрастают скорости в плюме и прибрежном течении. Согласно формуле (16), это приводит к росту Q_{fcc}^* пропорционально величине Q_r реки (рис. 7).



Р и с. 7. Расход пресной воды Q_{fcc}^* через разрез CD , по модельным данным, нормированный на пресноводный расход реки $Q_{\text{fw}} = (S_a - S_0)/(S_a \cdot Q_r)$, при $S = 2$ ЕПС и Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); при $S = 6$ ЕПС и $Q = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3)

F i g. 7. Freshwater discharge Q_{fcc}^* through section CD based on model data, normalized to the river freshwater discharge $Q_{\text{fw}} = (S_a - S_0)/(S_a \cdot Q_r)$, with $S = 2$ PSU and Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); with $S = 6$ PSU and $Q = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3)

Заметим, что через 4–5 сут зависимость расходов от времени для всех вариантов становится близкой к линейной (рис. 7). Это связано с тем, что за указанное время передний край фронта вдольберегового течения достигает южной границы расчетной области и устанавливается квазистационарный режим плюма (см. рис. 3, 4). Потенциальная энергия прибрежного течения $E_p = (g \cdot h)$, рассчитанная по модельным данным, где h – глубина течения у берега, показывает аналогичную Q_{fcc}^* временную зависимость. В работе [28] для случая равенства температур вод шельфа и реки и линейной зависимости уравнения состояния от солености ($\Delta\rho = \beta \cdot \Delta S$) показано, что величину Q_{fcc} по формуле (16) можно оценить как $Q_{\text{fcc}} \approx C \cdot E_p^2 / f$, где $C = \rho_0 / (2 \cdot g \cdot \beta \cdot S_0)$ – константа. Таким образом, расход пресных вод зависит только от квадрата потенциальной энергии прибрежного течения.

По мере развития плюма и достижения передним фронтом прибрежного течения разреза CD начинается рост расхода Q_{fcc}^* в течение 4–5 сут (см. рис. 4), который к 10-м суткам переходит в квазистационарный режим. В этом случае расход прибрежного течения описывается соотношением $Q_{\text{fcc}}^* = 1/(1 + 2 \cdot \alpha)$, где $\alpha = -2 \cdot U_\theta / f \cdot r$ – средняя завихренность ядра плюма, нормированная на параметр Кориолиса [13], $U_\theta = -(18 \cdot Q_r \cdot f \cdot g')^{1/4}$ – азимутальная скорость плюма [33]; r – радиус плюма. Величина Q_{fcc}^* оценивалась по приведенным формулам с использованием радиуса плюма и g' из модельных данных для момента времени

$t = 10$ сут (табл. 2), когда расходы Q_{fcc}^* были близки к стационарным (см. рис. 6). Для второго варианта расчетов ($\alpha = 0,83$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,38$); третьего ($\alpha = 0,93$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,35$); пятого ($\alpha = 0,87$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,37$) отмечается совпадение с модельными значениями Q_{fcc}^* (см. рис. 6). Таким образом, для расходов реки от 3000 до 8000 м³/с и солености втекающей воды от 2 до 6 ЕПС при выходе расхода пресных вод на квазистационарный режим около 40 % речных вод переносятся прибрежным течением, а около 60 % остается циркулировать в плюме, что приводит к его увеличению и медленному росту глубины и радиуса (см. рис. 6). Такое распределение стока реки наблюдалось как в лабораторных экспериментах и при численном моделировании [10, 13], так и при анализе гидрологических данных в районах образования плюма [13].

Фоновое течение, совпадающее по направлению с распространением прибрежного плотностного течения от устья реки, стабилизирует плюм и ускоряет движение фронта. При повторении расчетов с фоновым течением скоростью от 10 до 25 см/с наблюдался рост Q_{fcc}^* и более быстрый выход на квазистационарный режим. Например, при скорости фонового течения $V_{\text{фон}} = 25$ см/с значение Q_{fcc}^* увеличивалось в два раза по сравнению с вариантом при $V_{\text{фон}} = 5$ см/с на 5-е сутки расчета. Полученные результаты справедливы не только при отсутствии ветрового воздействия, но и при слабых ветрах. В работе [20] было показано, что при формировании плюма ветровое воздействие начинает преобладать над плавучестью, обусловленной поступлением пресных речных вод, при силе ветра более 5,7 м/с для средней величины стока Дуная 6000 м³/с и типичных для СЗШЧМ значений плотности морской воды (приведенное ускорение свободного падения $g' \sim 0,02 \div 0,11$ м/с²). Таким образом, для слабых ветров (со скоростью менее 5 м/с) формулы (1), (15) позволяют оценивать характерную глубину и горизонтальный масштаб плюма, что можно использовать при анализе контактных и спутниковых данных.

Заключение

На основе численного моделирования с использованием трехмерной σ -координатной численной модели *POM* были проведены расчеты циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки. Исследовалось формирование речного плюма и прибрежного плотностного течения при различных расходах реки и стратификации вод шельфа, характерных для СЗШЧМ.

Адвективный оператор в уравнениях модели аппроксимировался *TVD*-схемами, что обеспечило монотонность численного решения в областях с большими пространственными градиентами гидрофизических параметров. Использование *TVD*-схем позволило также существенно снизить вычислительную вязкость, что привело к меньшему искажению динамики плюма по сравнению с другими разностными схемами.

Формирование и эволюция плюма моделировались для пяти вариантов с разными значениями солености и расхода реки в диапазоне чисел Фруда от 0 до 1. В этих случаях силы плавучести, обусловленные стоком реки, преобладают над инерцией потока, поэтому плюм остается прижатым к берегу. Плюм имеет полукруглую форму. Если при этом число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, плюм остается прижатым к берегу. Баланс между силами плавучести (число Бургера)

и инерции (число Фруда и Россби) зависит от комбинации расхода реки и ее плотности (солености), которые влияют на глубину плюма, его радиус, форму, положение центра и на режим формирования плотностного течения.

На начальном этапе (время $t \sim T_0$, где T_0 – инерционный период) у русла реки начинает развиваться антициклонический вихрь. К моменту $t \sim 2T_0$ вихрь формирует ядро плюма и, достигая берега южнее русла, формирует плотностное прибрежное течение, которое переносит пресные воды на юг. После $t \sim 2T_0$ циркуляция воды в плюме и течении подчиняется геострофическому балансу с кросс-шельфовым градиентом давления.

Плюм состоит из области ядра, в котором азимутальная скорость растет линейно от его центра, и внешней области, в которой скорости близки к нулю. Такая структура плюма подтверждается лабораторными экспериментами и наблюдениями и свидетельствует о постоянстве завихренности ω в ядре плюма, при этом значение $\omega \sim -f$, то есть потенциальная завихренность близка к нулю. Внешняя морская граница плюма и его глубина совпадают с положением изохалины 16 ЕПС, а радиус плюма R_p , рассчитанный с учетом максимальной глубины плюма и средней завихренности плюма ω (формула (15)) лучше соответствует модельным значениям R_p , чем стационарная оценка (формула (3)). При увеличении отношения инерционного масштаба к радиусу Россби радиус плюма также увеличивается и достигает $R_p = 24$ км для эксперимента с $Fg = 0,76$, при этом отношение R_p к радиусу Россби достигает 2,9, а центр плюма смещается в сторону моря на расстояние $0,5 R_p$. Рассчитанные по модели глубина плюма H_p и скорость прибрежного течения превышают оценки (1) в 2,4–3,1 раза, однако значения H_p и ширины плюма $x_b = 2R_p$ согласуются с данными гидрологических наблюдений, выполненных в условиях слабого ветра (~ 5 м/с).

Скорость движения переднего края фронта плотностного прибрежного течения, согласно модельным оценкам, соответствует скорости движения гравитационного течения вдоль склона шельфа C_p и составляет $\sim 0,15$ – $0,32$ м/с. Расход пресной воды Q_{fsc}^* , переносимой течением, пропорционален квадрату его потенциальной энергии. После $t \sim 5T_0$ зависимость Q_{fsc}^* от квадрата потенциальной энергии описывается линейной регрессией с коэффициентом детерминации $\sim 0,95$ и корреляции $\sim 0,97$. Спустя 10 дней ($t \sim 10T_0$) устанавливается квазистационарный режим, при котором расход прибрежного течения составляет около 40 % от общего стока реки, при этом 60 % продолжают циркулировать в плюме, что приводит к его дальнейшему росту.

Полученные соотношения для глубины и ширины плюма, расхода прибрежного течения можно использовать для оценки этих параметров по гидрологической информации или спутниковым данным при скорости ветра менее 5 м/с. Результаты статьи могут использоваться для планирования морских экспедиций в прибрежной зоне с речным стоком, оценки влияния катастрофических сбросов воды или паводков в реках на гидрохимический режим и экологическое состояние прибрежной зоны. Результаты могут использоваться для развития методов анализа спутниковых данных, поскольку установленные в работе регрессионные соотношения позволяют оценивать изменчивость расхода пресных вод в прибрежной зоне Q_{fsc}^* по спутниковым измерениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Завьялов П., Маккавеев П.* Речные плюмы в акватории Сочи // Наука в России. 2014. № 2. С. 4–12. EDN STAQAB.
2. *Osadchiv A., Sedakov R., Barymova A.* Response of a small river plume on wind forcing // *Frontiers in Marine Science*. 2021. Vol. 8. 809566. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.809566>
3. *Кондратьев С. И.* Три характерные гидролого-гидрохимические ситуации возле устья Дуная по данным экспедиционных исследований Морского гидрофизического института в 1997–2013 годах // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. С. 367–383. EDN VTJNWV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-4-367-383>
4. *Осадчиев А. А.* Речные плюмы. Москва : Научный мир, 2021. 286 с.
5. О переносе стока малых рек вдольбереговым бароклинным морским течением / В. М. Журбасс [и др.] // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 3. С. 440–449. EDN NWCMRX.
6. *Whitehead J. A.* The deflection of a baroclinic jet by a wall in a rotating fluid // *Journal of Fluid Mechanics*. 1985. Vol. 157. P. 79–93. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002312>
7. *Garvine R. W.* Estuary plumes and fronts in shelf waters: a layer model // *Journal of Physical Oceanography*. 1987. Vol. 17, iss. 11. P. 1877–1896. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1877:EPAFIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1877:EPAFIS>2.0.CO;2)
8. *Garvine R. W.* A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges // *Continental Shelf Research*. 1995. Vol. 15, iss. 13. P. 1585–1596. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00065-U](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00065-U)
9. *Yankovsky A. E., Chapman D. C.* A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27, iss. 7. P. 1386–1401. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2)
10. *Horner-Devine A. R., Hetland R. D., MacDonald D. G.* Mixing and transport in coastal river plumes // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2015. Vol. 47. P. 569–594. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141408>
11. *Михайлов В. Н., Михайлова М. В., Фролова Н. Л.* Смешение речных и морских вод на устьевом взморье крупной реки // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 1985. № 6. С. 37–42. EDN UDCWCF.
12. *Garvine R. W.* Physical features of the Connecticut River outflow during high discharge // *Journal of Geophysical Research*. 1974. Vol. 79, iss. 6. P. 831–846. <https://doi.org/10.1029/JC079i006p00831>
13. *Horner-Devine A. R.* The bulge circulation in the Columbia River plume // *Continental Shelf Research*. 2009. Vol. 29, iss. 1. P. 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.12.012>
14. *Kourafalou V. H., Stanev E. V.* Modeling the impact of atmospheric and terrestrial inputs on the western Black Sea coastal dynamics // *Annales Geophysicae*. 2001. Vol. 19, iss. 2. P. 245–256. <https://doi.org/10.5194/angeo-19-245-2001>
15. *Yankovsky A., Lemeshko E., Ilyin Y.* The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black sea // *Continental Shelf Research*. 2004. Vol. 24, iss. 10. P. 1083–1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>
16. *Avicola G., Huq P.* Scaling analysis for the interaction between a buoyant coastal current and the continental shelf: experiments and observations // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, iss. 11. P. 3233–3248. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<3233:SAFTIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<3233:SAFTIB>2.0.CO;2)
17. Pathways and mixing of the north western river waters in the Black Sea / S. Miladinova [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2020. Vol. 236. 106630. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106630>
18. Моделирование распределяющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря / В. А. Иванов [и др.] // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1996. Т. 32, № 1. С. 152–160.
19. Romanian coastal dynamics during cold and warm seasons analyzed by means of a numerical model / I. Dinu [et al.] // *Geo-Eco-Marina*. 2017. Vol. 23. P. 71–102. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1194142>

20. *Tsyganova M. V., Lemeshko E. M.* Interannual variability of the wind field on the Black Sea north western shelf and its impact on river plume formation for decade 2011–2020 // Proceedings of SPIE. Tomsk : SPIE, 2021. Vol. 11916 : 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 119163G. <https://doi.org/10.1117/12.2603268>
21. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова и Э. И. Алтмана. Ленинград : Гидрометеониздат, 1991. 430 с.
22. *Косарев А. Н., Архипкин В. С., Катыева М. В.* Гидрологическая структура вод северо-западной части Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2001. № 5. С. 50–54.
23. *Джаошвили Ш.* Реки Черного моря. Тбилиси : Европейское агентство по охране окружающей среды, 2002. 58 с. (Технический отчет № 71).
24. *Tsyganova M. V., Zavialov P. O., Lemeshko E. M.* The interannual variability of suspended matter concentration in the North-Western part of the Black Sea // Proceedings of SPIE. Tomsk : SPIE, 2018. Vol. 10833 : 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 1083328. <https://doi.org/10.1117/12.2504485>
25. Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas / A. Kurkin [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20. ES4008. <https://doi.org/10.2205/2020ES000737>
26. The Columbia River plume study: Subtidal variability in the velocity and salinity fields / B. M. Hickey [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1998. Vol. 103, iss. C5. P. 10339–10368. <https://doi.org/10.1029/97JC03290>
27. An observational study of the Mississippi-Atchafalaya Coastal Plume. Final Report / S. P. Murray, ed. New Orleans, LA : US Department of the Interior, 1998. 544 p. (OCS Study MMS 98-0040).
28. *Fong D. A., Geyer W. R.* The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // Journal of Physical Oceanography. 2002. Vol. 32, iss. 3. P. 957–972. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0957:TATOFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0957:TATOFI>2.0.CO;2)
29. River-induced particle distribution in the northwestern Black Sea (September 2002 and 2004) / A. P. Karageorgis [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, iss. C12. C12003. <https://doi.org/10.1029/2009JC005460>
30. *Фомин В. В., Полозок А. А.* Особенности формирования речного плюма в мелководной лагуне (на примере залива Сиваш, Азовское море) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 3. С. 28–42. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-3-28-42>
31. *Иванов В. А., Фомин В. В.* Математическое моделирование динамических процессов в зоне море – суша. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 363 с.
32. *Цыганова М. В., Лемешко Е. М., Рябцев Ю. Н.* Влияние апвеллинга на развитие речного плюма в прибрежной зоне северо-западного шельфа Черного моря на основе численного моделирования // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 20–30. EDN SYKFPE. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2023-1-20-30>
33. Plume spreading test case for coastal ocean models / V. Fofonova [et al.] // Geoscientific Model Development. 2021. Vol. 14, iss. 11. P. 6945–6975. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-6945-2021>

Об авторах:

Цыганова Марина Владимировна, младший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-2398-1756**, **ResearcherID: S-5426-2018**, **SPIN-код: 2256-0620**, m.tsyganova@mhi-ras.ru

Лемешко Евгений Михайлович, ведущий научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-4676-1940**, **ResearcherID: S-7815-2018**, **SPIN-код: 3836-5786**, evgeny.lemeshko@mhi-ras.ru

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

Рябцев Юрий Николаевич, научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-9682-9969**, **SPIN-код: 7853-4597**, ruab@mail.ru

Научная статья

УДК 551.46.08
EDN: PNJPVQ

Особенности результатов оптических наблюдений Черного моря из космоса летом 2015 года

В. С. Суетин, С. Н. Королев ✉

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

Поступила в редакцию 21.11.2024; одобрена после рецензирования 18.06.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Выполнение детального анализа результатов спутниковых съемок Черного моря летом 2015 г. в период наблюдавшихся повышенных значений концентрации хлорофилла *a* в его глубоководной части – цель настоящего исследования.

Методы и результаты. Анализировались хранящиеся в архиве NASA продукты стандартной операционной обработки данных оптических приборов MODIS и VIIRS, подготовленные при их очередном полном обновлении в результате выполненной в 2022 г. переобработки всего содержимого архива. Для повышения надежности итоговых выводов были сопоставлены синхронные съемки с разных спутников (*Aqua*, *Terra*, *Suomi NPP*) и рассмотрены спектральные зависимости коэффициента яркости морской поверхности. Кроме того, было выполнено сравнение результатов определения концентрации хлорофилла *a* в поверхностном слое моря, полученных с использованием двух расчетных методов – применяемого в NASA при стандартной операционной обработке и альтернативного, основанного на вычислении обусловленной фитопланктоном составляющей показателя поглощения света в море. Эта величина определяется методом *Generalized ocean color inversion model for retrieving marine Inherent Optical Properties (GIOP)* и также содержится в архиве NASA в числе продуктов стандартной обработки.

Выводы. По результатам анализа спутниковых наблюдений Черного моря летом 2015 г. показана необходимость учета проявлений существенных погрешностей и искажений. После исключения из анализа ошибочных данных было установлено, что на большой площади в восточной глубоководной части моря в конце лета 2015 г. найденная по спутниковым данным концентрация хлорофилла *a* имела аномально высокие значения на уровне $\sim 1\text{--}2$ мг/м³.

Ключевые слова: Черное море, спутниковые наблюдения, концентрация хлорофилла *a*, оптические характеристики, поглощение света, MODIS, VIIRS, GIOP, фитопланктон, желтое вещество

Благодарности: авторы выражают благодарность группе обработки спутниковой информации NASA GSFC (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) за предоставленную возможность использования эмпирического материала. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений».

Для цитирования: Суетин В. С., Королев С. Н. Особенности результатов оптических наблюдений Черного моря из космоса летом 2015 года // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 681–693. EDN PNJPVQ.

© Суетин В. С., Королев С. Н., 2025

Features of Results of Optical Observations of the Black Sea from Space in Summer 2015

V. S. Suetin, S. N. Korolev ✉

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

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to analyze in detail the results of satellite observations of the Black Sea in summer 2015 during the period of increased concentration of chlorophyll *a* in its deep-sea part.

Methods and Results. The products of standard operational processing of the MODIS and VIIRS optical data stored in the NASA archive were analyzed. These products were updated during the overall reprocessing of the entire archive content in 2022. To increase the reliability of final conclusions, synchronous observations from different satellites (Aqua, Terra and Suomi NPP) were compared and the spectral dependencies of sea surface reflectance were considered. Besides that, compared were the results of evaluating the chlorophyll *a* concentration in the sea near-surface layer obtained using two different methods: the one applied for standard operational processing in NASA and the alternative one based on calculating the phytoplankton-conditioned component of light absorption coefficient. This value is calculated by means of the GIOP (Generalized ocean color inversion model for retrieving marine Inherent Optical Properties) procedure and is also included in the NASA archive among other standard processing products.

Conclusions. The results of analysis of satellite observations in the Black Sea in summer 2015 have demonstrated the necessity in taking into account the manifestations of significant errors and distortions. After excluding the erroneous data from the analysis, it was found that over a large area in the eastern deep part of the sea at the end of summer 2015, the concentration of chlorophyll *a* derived from satellite data was of anomalously high values at the level of ~ 1–2 mg/m³.

Keywords: Black Sea, satellite observations, chlorophyll *a* concentration, optical characteristics, light absorption, MODIS, VIIRS, GIOP, phytoplankton, yellow substance

Acknowledgements: The authors are grateful to the NASA GSFC (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) satellite data processing group for the provided opportunity to use the empirical data. The study was carried within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012 “Analysis, nowcast and forecast of the state of hydrophysical and hydrochemical fields of marine water areas based on mathematical modeling using the data of remote and contact measurement methods.”

For citation: Suetin, V.S. and Korolev, S.N., 2025. Features of Results of Optical Observations of the Black Sea from Space in Summer 2015. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 690-702.

Введение

Работающие в космосе современные оптические приборы в режиме непрерывного глобального обзора морских акваторий регистрируют уходящее в космос излучение ряда длин волн видимого диапазона спектра, что позволяет при интерпретации получаемой информации отдельно учитывать эффекты, связанные с вариациями различных параметров атмосферы и воды в море и определять их числовые значения. Одним из основных параметров при этом выступает концентрация хлорофилла *a* (C_a) в поверхностном слое моря [1, 2]. Настоящая работа посвящена анализу результатов определения C_a в Черном море.

Анализировались содержащиеся в архиве NASA продукты стандартной массовой обработки данных, полученных приборами MODIS и VIIRS, установ-

ленными на спутниках *Aqua*, *Terra* и *Suomi NPP*. При использовании спутниковых данных в ряде случаев могут проявляться существенные погрешности или ограничения. Помимо инструментальных искажений, возникающих при регистрации излучения в космосе, к числу основных источников ошибок относятся эффекты, связанные с солнечным бликом, атмосферными помехами и специфическими региональными особенностями оптических свойств морской воды. В связи с этим необходимо внимательное выполнение контроля качества используемого материала и получаемых результатов.

Простейший способ повышения надежности итоговых результатов заключается в исключении искаженных данных из использования. В применяемой в *NASA* системе обработки предусмотрено исключение только таких фрагментов информации, которые подвержены наиболее грубым искажениям. Удобный в реализации методический прием дополнительной проверки достоверности получаемых результатов обработки спутниковых данных заключается в сравнительном комплексном анализе синхронных съемок с различных спутников [3]. Кроме того, может быть полезным сопоставление результатов определения C_a , полученных с использованием двух расчетных методов – применяемого в *NASA* при стандартной операционной обработке всех накапливаемых данных и альтернативного, основанного на вычислении обусловленной фитопланктоном составляющей показателя поглощения света в море. Эта величина определяется методом *GIOP* [1] и также содержится в архиве *NASA* в числе продуктов стандартной обработки. Еще один признак ошибок в данных состоит в получении лишенных физического смысла отрицательных значений коэффициента яркости морской поверхности в коротковолновой части спектра.

Указанные подходы к анализу спутниковых данных применялись при изучении аномалии, наблюдавшейся в поле C_a в Черном море летом 2015 г. Впервые на это явление обратили внимание авторы работы [4], где утверждалось, что C_a достигала 5 мг/м³. Вместе с тем в указанной работе использовались только стандартные результаты расчетов C_a из архива *NASA*, полученные по данным одного спутника *Aqua*, без внимательного выполнения контроля достоверности этих результатов. Как известно, обычно летом в глубоководной части Черного моря C_a в верхнем слое воды не превышает 0,5 мг/м³ [5–8]. Описанное в [4] явление представляет несомненный интерес, поэтому приведенные в этой работе выводы требуют дополнительной проверки и уточнения за счет учета данных, полученных всеми тремя приборами, и исключения из использования данных, которые могут содержать ошибки и искажения. Заметим, что необходимые для валидации используемых нами спутниковых данных прямые *in situ* измерения отсутствуют, поэтому проведение углубленного анализа этих данных является особенно актуальным.

Цель настоящей работы – провести тщательный анализ спутниковых данных Черного моря, полученных летом 2015 г. с целью изучения повышенных концентраций хлорофилла *a* в глубоководной зоне.

Материалы и методы

В описанном ниже анализе использованы съемки Черного моря установленными на спутниках *Aqua* и *Terra* приборами *MODIS* (*MODIS-A* и *MODIS-T*), а также прибором *VIIRS* на спутнике *Suomi NPP*. Рассматривались хранящиеся

в архиве NASA (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/>) продукты стандартной обработки накопленных измерений второго и третьего уровней (формат *Level-2* и *Level-3*), подготовленные во второй половине 2022 г. при очередном их полном обновлении (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/reprocessing/r2022>). В ходе обновления использовалась модернизированная система обработки, что привело к заметным отличиям итоговых результатов по сравнению с предыдущей версией соответствующих данных. Для выполнения операций преобразования форматов представления анализируемых данных, компоновки рабочих массивов, подготовки представленных в псевдоцветах изображений моря использовалась созданная в NASA специализированная программа *SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS, версия 9.0)* (<https://seadas.gsfc.nasa.gov/>).

В архиве NASA содержатся результаты определения большого количества параметров атмосферы и воды в море, включая C_a , спектральные значения коэффициента яркости морской поверхности ($R_{rs}(\lambda)$), показатели обратного рассеяния и поглощения света, а также составляющие показателя поглощения, обусловленные фитопланктоном и желтым веществом (в сумме с детритом). Для анализа C_a были использованы данные, полученные двумя различными методами – применяемым в NASA при проведении стандартной операционной обработки и альтернативным, основанным на результатах определения составляющей показателя поглощения света в море, обусловленной фитопланктоном.

Содержащиеся в архиве NASA числовые значения C_a определяются по формальной процедуре в виде функции от отношения $R_{rs}(\lambda)$ для различных пар длин волн света λ , выбор которых зависит от того, в каком участке спектра находится максимум $R_{rs}(\lambda)$. Эта функция предварительно настроена таким образом, чтобы в ней отражалась обобщенная в статистическом смысле закономерность изменчивости оптических свойств воды в Мировом океане [9, 10]. В общем случае такой подход не способен обеспечить точный учет всех разнообразных переменных факторов, от которых зависит измеряемое в космосе излучение при их произвольной независимой изменчивости [11, 12]. Как показывает опыт, хранящиеся в архиве NASA результаты определения C_a в водах Черного моря имеют довольно низкую точность [8, 13, 14]. В качестве одного из основных источников ошибок могут выступать эффекты, связанные с вкладом в поглощение света в воде желтым веществом [15–17]. Поэтому полезно дополнительно рассматривать результаты вычисления C_a согласно модели из [18] по следующей формуле:

$$C_{a1} = 222 \cdot a_{ph}(443)^{1,64},$$

где $a_{ph}(\lambda)$ – обусловленная фитопланктоном составляющая показателя поглощения света в море на длине волны 443 нм.

Величина $a_{ph}(\lambda)$ определяется методом *GIOP* и также содержится в архиве NASA в числе продуктов стандартной обработки. Метод *GIOP* основывается на поиске модельного описания эмпирических спектральных значений $R_{rs}(\lambda)$, определяемых на одном из первых этапов обработки спутниковых измерений при выполнении атмосферной коррекции. При этом используются физические модели, в функциональной форме выражающие зависимость $R_{rs}(\lambda)$ от длины волны света и от содержания в воде основных примесей или их оптических свойств при некоторых фиксированных λ . Решение получается в результате

минимизации расхождения между эмпирическими и модельными спектрами $R_{rs}(\lambda)$. Основная особенность этого метода заключается в раздельном учете составляющих поглощения света, связанных с желтым веществом и фитопланктоном. Подробное обсуждение физического смысла и ограничений возможностей применения различных методов определения C_a по спутниковым измерениям приведено в [1, 2, 15–17, 19]. Сопоставление определения C_a двумя методами должно способствовать повышению достоверности полученных результатов.

Исходными данными в расчетах C_a служат спектральные $R_{rs}(\lambda)$, которые находятся на одном из первых этапов обработки результатов спутниковых наблюдений при устранении атмосферных помех. Для получения достаточно надежных итоговых выводов необходимо учитывать, что в эмпирических величинах $R_{rs}(\lambda)$ могут проявляться различного рода ошибки и искажения¹ [20–24]. Причины их возникновения в данных наблюдений Черного моря могут быть связаны со сложностью выполнения атмосферной коррекции, проявлениями солнечного блика, погрешностями задания калибровочных параметров прибора и др. При реализации метода *GIOP* искажения в величинах $R_{rs}(\lambda)$ приводят к росту расхождения между их эмпирическими и модельными значениями. Следовательно, имеет смысл анализировать только отдельные ситуации, прошедшие специальную контрольную проверку. В зависимости от содержания решаемых задач и особенностей анализируемого материала с целью отбора пригодных для использования данных могут применяться различные способы и критерии. В реализованной в *NASA* обработке спутниковых измерений предусмотрено выполнение операций выявления и исключения из использования искаженных данных. Итоговыми результатами обработки являются продукты третьего уровня (формат *Level-3*). При их подготовке в *NASA* учитываются все те условия и критерии контроля достоверности, которые в системе обработки считаются актуальными для конкретных фрагментов информации. С описанием указанных выше критериев можно ознакомиться на сайте <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/resources/atbd/ocl2flags/>.

Как показывает опыт работы с наблюдениями Черного моря, в применяемой в *NASA* системе контроля устраняются наиболее грубые искажения. Поэтому с целью повышения надежности итоговых выводов методика проводимого нами анализа заключается в сопоставлении материалов, получаемых с помощью приборов, установленных на трех различных спутниках. Кроме того, при этом дополнительно рассматриваются спектральные зависимости $R_{rs}(\lambda)$, получают оценки расхождения между эмпирическими и модельными спектрами $R_{rs}(\lambda)$ и выполняется сравнение результатов определения C_a двумя вычислительными способами.

Результаты и обсуждение

На рис. 1 приведены примеры космических наблюдений Черного моря летом 2015 г. Здесь представлены непосредственно взятые из архива *NASA* результаты определения C_a , полученные в ходе стандартной обработки данных

¹ Папкова А. С. Учет влияния пылевого аэрозоля на восстановление спектрального коэффициента яркости Черного моря по спутниковым данным : дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Севастополь : ФГБУН Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН», 2023. 117 с.

прибора *MODIS-A*. Строго говоря, хранящиеся в этом архиве результаты определения C_a применительно к Черному морю носят приближенный характер, однако в контексте рассматриваемой нами задачи это не имеет принципиального значения, если не использовать данные, содержащие очевидные грубые искажения, такие, как, например, в работе [13]. В начале лета признаков аномалии нет, но в августе в центре восточной части моря C_a поднимается до $\sim 1-2$ мг/м³ и выше. Согласно указанным в работе [4] данным от 31 августа, ее значения превышали 5 мг/м³. При этом наиболее высокие значения C_a , превышающие 1 мг/м³, локализуются в пределах неправильной формы пятна, расположенного в районе с координатами $\sim 43-44^\circ$ с. ш., $35-39^\circ$ в. д. Такой высокий уровень C_a следует считать весьма необычным, поэтому для получения по возможности более надежных выводов полезно выполнить дополнительный анализ, принимая во внимание вероятные проявления различного рода помех и искажений.

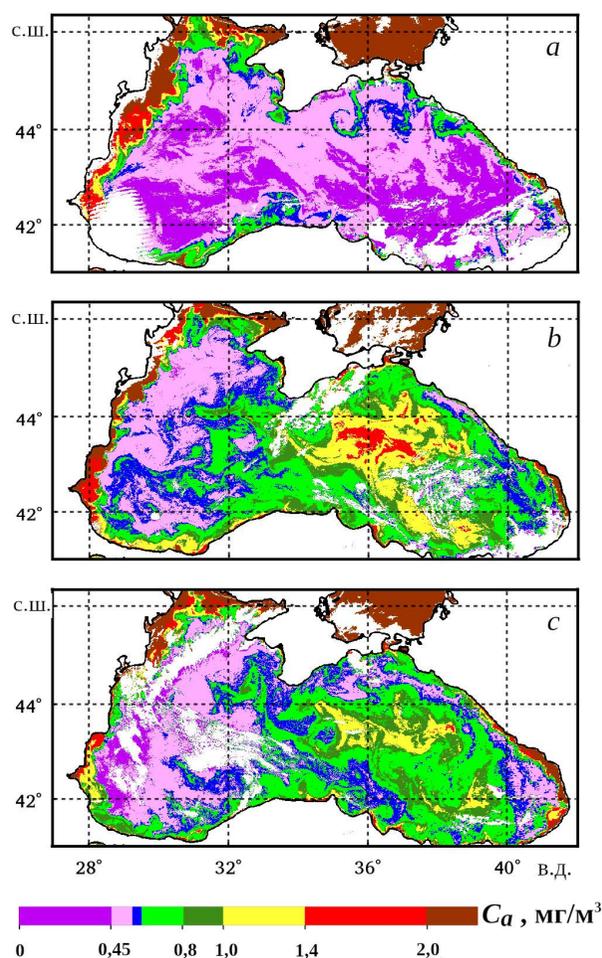
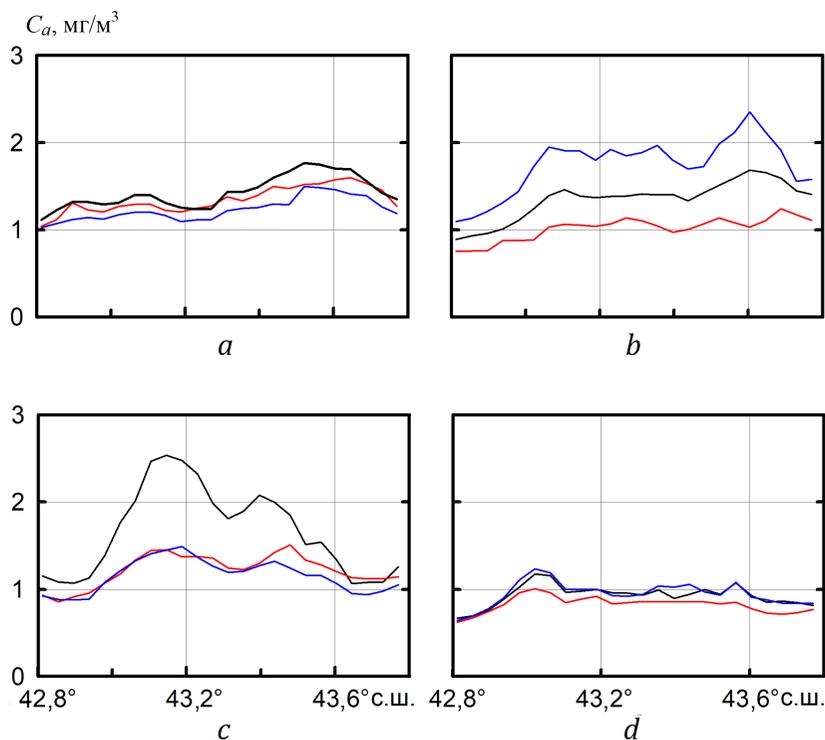


Рис. 1. Результаты определения C_a в приповерхностном слое Черного моря по данным прибора *MODIS-A* 17.07.2015 г. (a), 27.08.2015 г. (b) и 03.09.2015 г. (c)

Fig. 1. Results of determining C_a in the near-surface layer of the Black Sea based on the *MODIS-A* data for 17.07.2015 (a), 27.08.2015 (b) and 03.09.2015 (c)

С этой целью рассмотрим подробнее результаты определения C_a в разные дни по данным приборов *MODIS-A*, *MODIS-T* и *VIIRS*. На рис. 2 показаны обозначаемые через C_a хранящиеся в архиве *NASA* продукты стандартной обработки измерений в формате *Level-3m*, получаемые при единичном пролете спутника над акваторией Черного моря. Эти данные представляют собой осредненные отсчеты в узлах регулярной координатной сетки с шагом 4 км. Вариации C_a в зависимости от географической широты при фиксированной долготе $36,19^\circ$ в. д. показаны на рис. 2, *a*, *c*, при долготе $35,81^\circ$ в. д. – на рис. 2, *b* и при долготе $37,35^\circ$ в. д. – на рис. 2, *d*.



Р и с. 2. Сопоставление результатов определения C_a по данным приборов *MODIS-A* (черная кривая), *MODIS-T* (красная кривая), *VIIRS* (синяя кривая) 27.08.2015 г. (*a*), 29.08.2015 г. (*b*), 31.08.2015 г. (*c*), 03.09.2015 г. (*d*)

F i g. 2. Comparison of the results of determining C_a based on the *MODIS-A* (black curve), *MODIS-T* (red curve) and *VIIRS* (blue curve) data for 27.08.2015 (*a*), 29.08.2015 (*b*), 31.08.2015 (*c*) and 03.09.2015 (*d*)

Величины C_a на рис. 2 существенно превышают обычные для рассматриваемого района моря в летний сезон, имеющие уровень меньше $0,5 \text{ мг/м}^3$. При этом по всем трем приборам 27 августа были получены примерно одинаковые результаты. Аналогичное совпадение наблюдается и по данным от 3 сентября. В эти дни значения C_a не превышают $2,0 \text{ мг/м}^3$. Различие между результатами 27 августа и 3 сентября невелико и может быть вызвано естественным реальным изменением C_a в море в указанные дни.

Совсем другая картина наблюдается по данным съемок 29 и 31 августа. Результаты, полученные 29 августа по всем трем приборам, сильно различаются, а по данным *VIIRS* достигают $\sim 2,4$ мг/м³. Приборы *MODIS-T* и *VIIRS* 31 августа показали почти одно и то же (по ним C_a не превышает 1,5 мг/м³), но при этом, согласно *MODIS-A*, C_a достигала $\sim 2,5$ мг/м³.

Характерные повышенные значения C_a получены в окрестностях точек с координатами 43,60° с. ш., 35,81° в. д. 29 августа по данным *VIIRS* и 43,1458° с. ш., 36,1875° в. д. 31 августа по данным *MODIS-A*. Для сравнения в таблице приведены значения C_a по всем трем приборам в соответствующих узлах сетки данных, представленных в формате *Level-3m*. Приведенные в таблице примеры достаточно репрезентативны; наибольшие значения C_a здесь заметно ниже тех, которые даны в работе [4], но это не связано с пространственным расположением выбранных отсчетов. Как уже было отмечено выше, прямое сравнение двух версий материалов из архива *NASA* (обновленной в 2022 г. и предыдущей) говорит о том, что выполненная в 2022 г. переобработка данных привела к заметным отличиям результатов по сравнению с предыдущей версией соответствующих данных, чем и обусловлено указанное отличие.

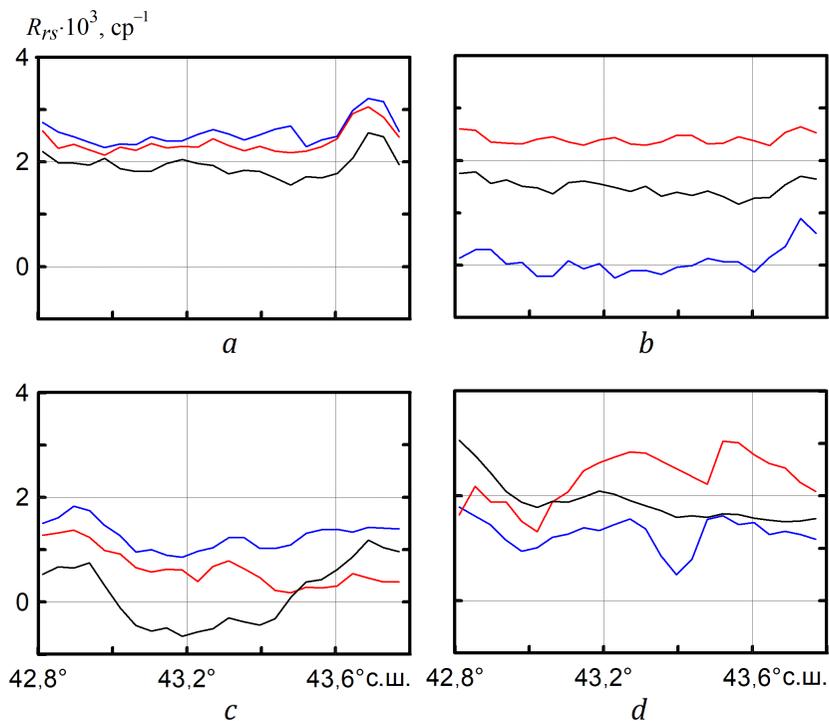
**Результаты определения C_a и $R_{rs}(\lambda_1)$ в отдельных точках
по данным различных приборов**
**Results of determining C_a and $R_{rs}(\lambda_1)$ at certain points based
on the data from various instruments**

Дата / Date	Прибор / Instrument	C_a , мг/м ³ / C_a , mg/m ³	$R_{rs}(\lambda_1)$, ср ⁻¹ / $R_{rs}(\lambda_1)$, sr ⁻¹
29.08.2015 г. / 29.08.2015	<i>MODIS-A</i>	1,69	0,00128
	<i>MODIS-T</i>	1,03	0,00238
	<i>VIIRS</i>	2,35	-0,00013
31.08.2015 г. / 31.08.2015	<i>MODIS-A</i>	2,54	-0,00049
	<i>MODIS-T</i>	1,45	0,00063
	<i>VIIRS</i>	1,45	0,00089

Особенности результатов ясны из графиков коэффициента яркости морской поверхности $R_{rs}(\lambda)$, построенных по данным *MODIS* и *VIIRS* для длин волны излучения λ , равных 412 и 410 нм соответственно. В дальнейшем будем обозначать эти длины волн как λ_1 . Графики на рис. 2 и 3 построены по тем же выборкам измерений. Значения $R_{rs}(\lambda_1)$ в двух выделенных точках приведены в таблице. Полученные по данным разных приборов значения коэффициентов яркости $R_{rs}(\lambda_1)$ плохо согласуются между собой. Это указывает на ошибки и искажения, связанные со сложностью определения $R_{rs}(\lambda)$.

Самые существенные особенности, проявляющиеся в приведенных на рис. 3 графиках, заключаются в том, что по результатам измерений приборами *VIIRS* 29 августа и *MODIS-A* 31 августа были получены лишние физического смысла отрицательные значения $R_{rs}(\lambda_1)$, причем это произошло именно в тех случаях, для которых на рис. 2 прослеживаются наиболее высокие значения C_a . Вместе с тем условия 27 августа и 3 сентября были более благоприятными, и по данным всех трех приборов везде $R_{rs}(\lambda_1) > 0$. Подчеркнем, что в реализованной в *NASA* системе обработки спутниковых

данных при подготовке итоговых данных формата *Level-3* фрагменты информации с отрицательными значениями $R_{rs}(\lambda)$ из использования не исключаются.

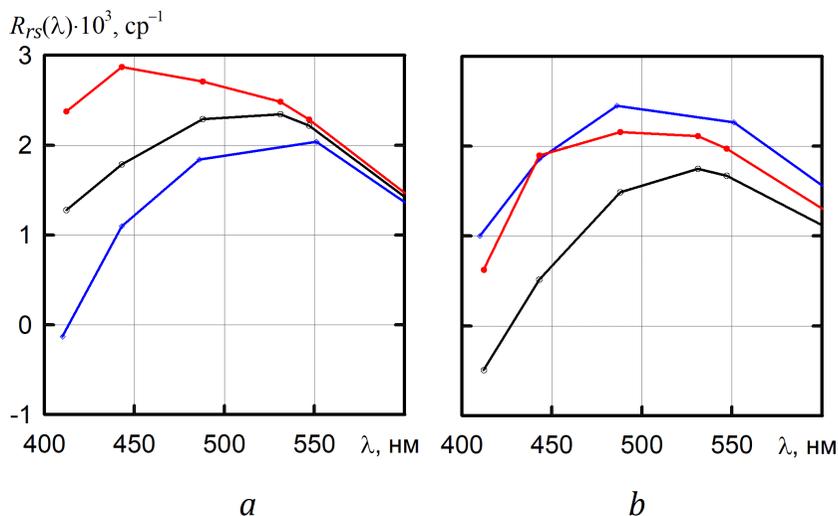


Р и с. 3. Результаты определения коэффициента яркости $R_{rs}(\lambda_1)$ по данным приборов *MODIS-A* (черная кривая), *MODIS-T* (красная кривая), *VIIRS* (синяя кривая) 27.08.2015 г. (a), 29.08.2015 г. (b), 31.08.2015 г. (c), 03.09.2015 г. (d)

Fig. 3. Results of determining the sea surface reflectance $R_{rs}(\lambda_1)$ based on the *MODIS-A* (black curve), *MODIS-T* (red curve) and *VIIRS* (blue curve) data for 27.08.2015 (a), 29.08.2015 (b), 31.08.2015 (c) and 03.09.2015 (d)

Величины $R_{rs}(\lambda)$ получаются на одном из первых этапов обработки исходных данных при выполнении атмосферной коррекции. При определении величины C_a измерения излучения с длиной волны $\lambda < 443$ нм непосредственным образом не используются; в этой части спектра искажения проявляются наиболее отчетливо. В других частях спектра значения $R_{rs}(\lambda)$ тоже могут быть искажены, хотя не столь очевидным образом.

На рис. 4 в качестве иллюстрации для тех же данных из таблицы показаны полные спектры $R_{rs}(\lambda)$. Различие в коэффициентах C_a , полученных по разным приборам, является следствием различий в $R_{rs}(\lambda)$, которые, в свою очередь, являются следствием действия искажающих факторов. Реальные значения $R_{rs}(\lambda)$ не могут быть меньше нуля, поэтому такие измерения, в которых $R_{rs}(\lambda_1) < 0$, плохо пригодны для практического использования. Как это хорошо видно на приведенных на рис. 4 графиках, если $R_{rs}(\lambda_1)$ имеет отрицательное значение, то при этом происходит искажение всего его спектра, что в итоге и приводит к завышению получаемых значений C_a .



Р и с. 4. Эмпирические спектральные зависимости $R_{rs}(\lambda)$, полученные по данным *MODIS-A* (черная кривая), *MODIS-T* (красная кривая), *VIIRS* (синяя кривая) 29.08.2015 г. (a) и 31.08.2015 г. (b)
F i g. 4. Empirical $R_{rs}(\lambda)$ spectral dependencies obtained from the *MODIS-A* (black curve), *MODIS-T* (red curve) and *VIIRS* (blue curve) data for 29.08.2015 (a) and 31.08.2015 (b)

Таким образом, если из рассматриваемых нами ситуаций исключить искаженные отсчеты с отрицательными значениями $R_{rs}(\lambda_1)$, то в оставшихся случаях C_a не будет превышать $2,0 \text{ мг/м}^3$. Примечательно, что в работе [4] основной вывод об аномально высокой C_a сделан именно по данным прибора *MODIS-Aqua* от 31 августа, но если эти данные исключить из рассмотрения, в нашем распоряжении останутся полученные в этот же день съемки двумя другими приборами, благодаря чему в итоге потерь полезной информации не происходит. В работе [4] это не было учтено, и поэтому получилась завышенная оценка C_a .

Поскольку вследствие дополнительного вклада желтого вещества в поглощение света в воде значения C_a из архива *NASA* в Черном море не всегда совпадают с реальной C_a [8, 13, 14], интересно дополнительно проверить альтернативный подход, основанный на применении метода *GIOP* [1, 19]. В этом варианте C_a вычисляется через значения обусловленной фитопланктоном составляющей показателя поглощения света в воде $a_{ph}(443)$. Получаемые при этом результаты будем обозначать как C_{a1} .

В силу того, что при реализации метода *GIOP* могут проявляться эффекты, связанные с неустойчивостью или неоднозначностью решения многомерной оптимизационной задачи, получаемые результаты зависят от неточностей в величинах $R_{rs}(\lambda)$ сильнее, чем при определении C_a . Поэтому получаемые величины C_{a1} чаще всего обладают явными признаками искажений или по меньшей мере имеют сомнительную достоверность. С этой точки зрения обстановка в целом в рассматриваемый период времени не была благоприятной. Тем не менее необходимые для успешного применения *GIOP* условия могут выполняться в отдельных небольших фрагментах информации, в пределах которых в показаниях хотя бы одного из приборов локально отсутствуют серьезные искажения.

В качестве примера можно рассмотреть выделенный из результатов съемки Черного моря прибором *MODIS-A* достаточно однородный участок, в котором нет значительных локальных флуктуаций результатов измерений (имеющих размеры ~ 1 км) между соседними элементами пространственного разрешения. Этот участок расположен в области повышенных значений C_a , имеет размеры $\sim 5 \times 5$ км с координатами центра $\sim 37,33^\circ$ в. д., $43,18^\circ$ с. ш. и содержит 23 представленных в формате *Level-2* отсчета с пространственным разрешением ~ 1 км.

Приведем сравнение результатов определения концентрации хлорофилла a различными способами по спутниковым измерениям 03.09.2015 г. в пределах выделенного участка моря: $\langle C_a \rangle = 1,013$ мг/м³; $\langle C_{a1} \rangle = 1,055$ мг/м³; $\langle a_{\text{ph}}(443) \rangle = 0,038$ м⁻¹; $\langle a_{\text{dg}}(443) \rangle = 0,061$ м⁻¹; $\sigma(C_a) = 0,051$ мг/м³; $\sigma(C_{a1}) = 0,128$ мг/м³.

Здесь через $\langle x \rangle$ и $\sigma(x)$ обозначены среднее значение и стандартное отклонение величины x ; $a_{\text{dg}}(443)$ – обусловленная желтым веществом (вместе с детритом) составляющая показателя поглощения света при $\lambda = 443$ нм. Достоверность этих результатов подтверждается тем, что при реализации метода *GIOP* в пределах участка погрешности модельного воспроизведения эмпирических спектров коэффициенты $R_{\text{rs}}(\lambda)$ не превышают нескольких процентов. Приведенные выше значения стандартных отклонений тоже указывают на достоверность полученных результатов.

Заметим, что метод *GIOP* не может быть применен к результатам съемок восточной части Черного моря 3 сентября приборами *MODIS-T* и *VIIRS* вследствие сильного искажающего действия солнечного блика.

При определении C_a с помощью метода *GIOP* получилось такое же значение $C_{a1} \sim 1,0$ мг/м³, как и при использовании применяемого в *NASA* стандартного метода. По уровню концентрации $C_a \sim C_{a1} \sim 1,0$ мг/м³ оказались ниже, чем наблюдавшиеся в другие дни значения C_a , но это может быть связано с тем, что к 3 сентября уже произошел естественный спад аномальных значений, которые имели место 31 августа. Тем не менее уровень $C_a \sim 1,0$ мг/м³, очевидно, тоже является аномальным для летнего сезона. Полученное совпадение значений C_a и C_{a1} при их равенстве $1,0$ мг/м³ уже было ранее установлено в работе [17]. Это совпадение объясняется тем, что приведенные выше значения $a_{\text{ph}}(443)$ и $a_{\text{dg}}(443)$ такие же, как и в работе [17]. В основе разных методов вычисления C_a по спутниковым данным содержится различный физический смысл, и поэтому у каждого из них могут действовать различные причины возникновения ошибок в итоговых результатах. В таком случае совпадение результатов применения разных методов может служить в качестве косвенного подтверждения отсутствия существенных искажений в конкретном анализируемом фрагменте информации.

Заключение

В ходе выполнения анализа содержащихся в архиве *NASA* результатов определения концентрации хлорофилла a в Черном море, полученных по спутниковым измерениям летом 2015 г., показана необходимость учета проявлений существенных погрешностей и искажений. В качестве признаков ошибок

в данных рассматривались расхождения в значениях между продуктами обработки данных оптических приборов *MODIS* и *VIIRS*, установленных на спутниках *Aqua*, *Terra* и *Suomi NPP*, и получение лишенных физического смысла отрицательных значений $R_{rs}(\lambda)$ в коротковолновой части спектра. Кроме того, было выполнено сравнение результатов определения концентрации хлорофилла *a* в поверхностном слое моря, полученных с использованием двух расчетных методов – применяемого в *NASA* при стандартной операционной обработке и альтернативного, основанного на вычислении обусловленной фитопланктоном составляющей показателя поглощения света в море.

После исключения из анализа ошибочных данных было установлено, что на большой площади в восточной глубоководной части Черного моря в конце лета 2015 г. найденная по спутниковым данным концентрация хлорофилла *a* имела аномально высокие значения на уровне $\sim 1\text{--}2 \text{ мг/м}^3$.

Следует заметить, что описанная аномалия 2015 г. не является абсолютно исключительной. В качестве аналогичных случаев можно указать события в 2001, 2012 и 2019 гг. Наиболее вероятной причиной аномалии 2015 г. послужил интенсивный и продолжительный штормовой ветер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. An overview of approaches and challenges for retrieving marine inherent optical properties from ocean color remote sensing / P. J. Werdell [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2018. Vol. 160. P. 186–212. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001>
2. O'Reilly J. E., Werdell P. J. Chlorophyll algorithms for ocean color sensors – OC4, OC5 & OC6 // *Remote Sensing of Environment*. 2019. Vol. 229. P. 32–47. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.021>
3. Bailey S. W., Werdell P. J. A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products // *Remote Sensing of Environment*. 2006. Vol. 102, iss. 1–2. P. 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.015>
4. Kubryakov A. A., Zatsepin A. G., Stanichny S. V. Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events // *Journal of Marine Systems*. 2019. Vol. 194. P. 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004>
5. Vedernikov V. I., Demidov A. B. Vertical Distribution of Primary Production and Chlorophyll During Different Seasons in Deep Regions of the Black Sea // *Oceanology*. 1997. Vol. 37, iss. 3. P. 376–384.
6. Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978–1986 derived from satellite and in situ data / O. V. Kopelevich [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 36, iss. 3–4. P. 145–160. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00184-7)
7. 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>
8. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. / О. В. Копелевич [и др.]. Москва : ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. 140 с. EDN YOSZPV.
9. 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>
10. Ocean color algorithms for SeaWiFS / J. E. O'Reilly [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103, iss. C11. P. 24937–24953. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>
11. Are the world's oceans optically different? / M. Szeto [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116, iss. C7. C00H04. <https://doi.org/10.1029/2011JC007230>

12. Optical modeling of ocean waters: Is the Case 1 - Case 2 classification still useful? / C. D. Mobley [et al.] // *Oceanography*. 2004. Vol. 17, iss. 2. P. 60–67. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2004.48>
13. Уточненная интерпретация данных наблюдений Черного моря спутниковым прибором *SeaWiFS* осенью 1998 года / В. С. Суетин [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2008. № 2. С. 68–79. EDN YORKCD.
14. Gregg W. W., Casey N. W. Global and regional evaluation of the SeaWiFS chlorophyll data set // *Remote Sensing of Environment*. 2004. Vol. 93, iss. 4. P. 463–479. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.12.012>
15. Bio-optical characteristics of the Aegean Sea retrieved from satellite ocean color data / V. I. Burenkov [et al.] // *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems* / Eds. P. Malanotte-Rizzoli, V. N. Eremeev. Dordrecht : Springer, 1999. P. 313–326. (NATO Science Series, vol. 51). https://doi.org/10.1007/978-94-011-4796-5_21
16. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора *SeaWiFS* / В. С. Суетин [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2002. № 6. С. 44–54. EDN РОСМУЛ.
17. Суетин В. С., Королев С. Н. Использование спутниковых данных для определения характеристик поглощения света в водах Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 2 (218). С. 222–232. EDN YDISMQ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-222-232>
18. Variations of light absorption by suspended particles with the chlorophyll *a* concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models / A. Bricaud [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103, iss. C13. P. 31033–31044. <https://doi.org/10.1029/98JC02712>
19. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties / P. J. Werdell [et al.] // *Applied Optics*. 2013. Vol. 52, iss. 10. P. 2019–2037. <https://doi.org/10.1364/AO.52.002019>
20. Uncertainties in Ocean Colour Remote Sensing / Ed. F. Mélin. Canada, Dartmouth : IOCCG, 2019. 164 p. (IOCCG Report Series ; No. 18). URL: <https://ioccg.org/wp-content/uploads/2020/01/ioccg-report-18-uncertainties-rr.pdf> (date of access: 30.09.2025).
21. Оптические свойства аэрозолей и атмосферная коррекция спутниковых наблюдений Черного моря / В. С. Суетин [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 1. С. 34–44. EDN TFYSDP.
22. Суетин В. С., Королев С. Н., Кучерявый А. А. Проявление эффектов солнечного блика при определении оптических параметров воды в Черном море по спутниковым измерениям // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 3. С. 52–62. EDN WNAFTP. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-52-62>
23. 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. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.009>
24. Estimating pixel-level uncertainty in ocean color retrievals from MODIS / M. Zhang [et al.] // *Optics Express*. 2022. Vol. 30, iss. 17. P. 31415–31438. <https://doi.org/10.1364/OE.460735>

Об авторах:

Суетин Вадим Сергеевич, ведущий научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7278-667X**, **Scopus Author ID: 6601986841**, **ResearcherID: M-6879-2018**, **SPIN-код: 5796-6883**, v.suetin@mhi-ras.ru

Королев Сергей Николаевич, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5704-8863**, **Scopus Author ID: 7005603811**, **ResearcherID: M-6584-2018**, **SPIN-код: 9420-9479**, s.korolev@mhi-ras.ru

Повышение пространственного разрешения каналов С-диапазона радиометра AMSR2 для мониторинга арктических морей с использованием каналов измерений на 36,5 ГГц

Е. В. Заболотских^{1, ✉}, Б. Шапрон²

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

² Французский научно-исследовательский институт исследований моря, Пулузане, Франция

✉ liza@rshu.ru

Поступила в редакцию 05.03.2025; одобрена после рецензирования 20.04.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Исследована возможность улучшения пространственного разрешения радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2)* на каналах С-диапазона с помощью измерений на частоте 36,5 ГГц для изучения параметров подстилающей поверхности морей Арктики.

Методы и результаты. Использовались результаты численного моделирования радиояркостной температуры (*T_я*) микроволнового излучения системы морской лед – океан – атмосфера в условиях нерассеивающей атмосферы Арктики и расчеты *T_я* для параметров атмосферы и океана по данным реанализа *ERA5*. В качестве эффективных коэффициентов излучения морского льда подставлялись рассчитанные ранее значения для всего региона Арктики. Оценивалась чувствительность *T_я* к атмосферному излучению, температуре поверхности и коэффициенту излучения подстилающей поверхности на каналах измерений на частоте 6,9 и 36,5 ГГц на горизонтальной и вертикальной поляризации, а также изменчивость указанных параметров в Арктике. В зависимости от типа поверхности на основании результатов моделирования предложены формулы расчета полей *T_я* на частоте 6,9 ГГц повышенного пространственного разрешения, использующие *T_я* на частоте 6,9 ГГц исходного разрешения и *T_я* на частоте 36,5 ГГц спутникового продукта уровня *Level 1R*.

Выводы. Разработанный подход расширяет возможности использования данных *AMSR2* для детального изучения параметров морей Арктики, частично или полностью покрытых однолетними льдами разного типа и сплоченности. Над областями сплошного многолетнего льда улучшение пространственного разрешения измерений на 6,9 ГГц, особенно на вертикальной поляризации, с помощью описанного подхода не представляется возможным. Ошибки и возможность применения данного подхода определяются изменчивостью параметров влагосодержания атмосферы в элементе низкого пространственного разрешения измерений на частоте 6,9 ГГц.

Ключевые слова: *AMSR2*, радиояркостная температура, пространственное разрешение, Арктика, система морской лед – океан – атмосфера, физическое моделирование, морской лед

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № FSZU-2025-0005 «Система „морской лед – океан – атмосфера“ Арктики: развитие спутниковых методов и моделей».

Для цитирования: Заболотских Е. В., Шапрон Б. Повышение пространственного разрешения каналов С-диапазона радиометра *AMSR2* для мониторинга арктических морей с использованием каналов измерений на 36,5 ГГц // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 694–714. EDN ORSZRM.

Enhancing the Spatial Resolution of the AMSR2 C-Band Radiometer Channels for Monitoring the Arctic Seas Using the 36.5 Ghz Measurement Channels

E. V. Zabolotskikh ¹, ✉, B. Chapron ²

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

² Institut Français de Recherche Pour l'exploitation de la mer, Ifremer, Plouzané, France

✉ liza@rshu.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to study the possibility of improving spatial resolution of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) on the C-band channels using the measurements at the 36.5 GHz frequency for investigating the underlying surface parameters of the Arctic seas.

Methods and Results. The results of numerical modeling of the brightness temperature (T_b) of the sea ice-ocean-atmosphere system microwave radiation under conditions of the non-scattering Arctic atmosphere, as well as the calculations of T_b for the atmospheric and oceanic parameters based on the ERA5 reanalysis data were used. The values of sea ice effective emission coefficients previously calculated for the entire Arctic region were applied in calculations. The T_b sensitivity to atmospheric radiation, surface temperature and underlying surface emission coefficients at the 6.9 and 36.5 GHz measurement channels at the horizontal and vertical polarizations, and also variability of the above parameters in the Arctic were assessed. Depending on the surface type and based on the modeling results, proposed are the formulas for calculating the T_b fields at the 6.9 GHz frequency at the enhanced spatial resolution, in which T_b at the 6.9 GHz frequency of the original resolution and T_b at the 36.5 GHz frequency of the Level 1R satellite product were used.

Conclusions. The developed approach expands the possibilities of using the AMSR2 data for a detailed study of the parameters of Arctic seas partially or completely covered with first-year ice of various types and concentration. For the areas of continuous multi-year consolidate ice, application of the described method to improving the spatial resolution of measurements at 6.9 GHz, especially in vertical polarization, seems impossible. The errors and applicability of the above approach are conditioned by the variability of atmospheric water content parameters in a low spatial resolution pixel of measurements at the 6.9 GHz frequency.

Keywords: AMSR2, brightness temperature, spatial resolution, Arctic, sea ice-ocean-atmosphere system, physical modeling, sea ice

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of RF No. FSZU-2025-0005 “The Arctic sea ice-ocean-atmosphere system: Development of satellite methods and models”.

For citation: Zabolotskikh, E.V. and Chapron, B., 2025. Enhancing the Spatial Resolution of the AMSR2 C-Band Radiometer Channels for Monitoring the Arctic Seas Using the 36.5 Ghz Measurement Channels. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 703-722.

Введение

Спутниковое дистанционное пассивное микроволновое зондирование широко используется для глобального мониторинга различных параметров атмосферы и подстилающей поверхности благодаря своей всепогодности и независимости от солнечного освещения. Способность «видеть» сквозь облака является важнейшей особенностью микроволновых инструментов, позволяющей картировать различные параметры на регулярной и непрерывной основе. Как правило, микроволновые радиометры представляют собой многочастотные

и мультиполяризационные инструменты, т. е. регистрируют собственное излучение атмосферы и поверхности Земли на разных частотах и поляризациях. Они играют важнейшую роль в получении глобальных данных о влагозапасе атмосферы [1] и водозапасе облаков [2], температуре поверхности [3], сплоченности морского льда [4], водозапасе снежного покрова [5] и влажности почвы [6].

Однако существующие микроволновые радиометры характеризуются низким пространственным разрешением по сравнению с разрешением инфракрасных и оптических инструментов [7–9]. Кроме того, разные каналы одного и того же инструмента имеют разное пространственное разрешение [10]. Это приводит к тому, что результаты применения многоканальных алгоритмов обладают наихудшим из используемых каналов разрешением [11]. Низкое пространственное разрешение ограничивает использование данных спутниковых микроволновых радиометров при решении региональных задач, связанных с изучением объектов, масштабы которых меньше, чем разрешение измерений. Хотя большое количество атмосферных параметров над океанами восстанавливается с высокой точностью, вблизи берега их оценка невозможна из-за влияния суши. В готовых спутниковых продуктах эти области маскируются, и большое количество ценной информации оказывается недоступным для использования, в частности в моделях прогноза. Поэтому исследования последних лет, направленные на повышение пространственного разрешения, ставят своей целью улучшение точности прогнозов погоды и климатических моделей [12, 13].

Низкое пространственное разрешение радиометрических данных связано с неизбежным усреднением сигнала, принимаемого большими радиометрическими антеннами в пределах диаграмм направленности, и с шумами приемных устройств. Для повышения пространственного разрешения применяется ряд подходов, которые можно разделить на три основные категории: методы слияния данных (от англ. *data fusion algorithms*), связанные с использованием данных более высокого разрешения; алгоритмы инверсии диаграммы направленности антенны (*antenna pattern inversion algorithms*) и методы машинного обучения (*deep learning methods*). Методы слияния данных используют сопутствующую информацию из оптических наблюдений [14] либо измерений на более высокочастотных каналах [15] с повышенным разрешением. Алгоритмы инверсии диаграммы направленности антенны основаны на анализе данных из областей перекрытия диаграмм [9, 16]. Методы машинного обучения, в частности с использованием сверточных нейронных сетей, применяют алгоритмы, обученные на сопутствующих данных высокого разрешения [17, 18].

В работе [19] была предложена методика повышения пространственного разрешения оптических снимков *Smoothing Filter-based Intensity Modulation (SFIM)*, разработанная на основе упрощенной модели отражения сигнала от поверхности земли. Было показано, что использование соотношения между исходным сигналом изображения высокого разрешения и его сглаженным сигналом (полученным при помощи низкочастотного фильтра) позволяет модулировать изображение более низкого пространственного разрешения без изменения его спектральных свойств и контраста. Этот подход позволяет улучшить пространственное разрешение изображений. Для оптических инструментов

пространственное и спектральное разрешение являются противоречивыми параметрами: при заданном отношении сигнал/шум повышение спектрального разрешения (более узкая спектральная полоса) часто достигается за счет понижения пространственного разрешения.

Цифровой сигнал (англ. *digital number, DN*) оптического изображения в спектральной отражающей полосе λ зависит главным образом от солнечного излучения, падающего на поверхность земли (освещенность $E(\lambda)$), и спектрального отражения поверхности земли $r(\lambda)$:

$$DN(\lambda) = r(\lambda)E(\lambda).$$

Методика *SFIM* заключается в том, что расчетные значения высокоразрешающего сигнала $DN(\lambda)_{sim}$ на длине волны λ могут быть представлены в виде

$$DN(\lambda)_{sim} = \frac{DN(\lambda)_{low} DN(\gamma)_{high}}{DN(\gamma)_{mean}}, \quad (1)$$

где $DN(\lambda)_{low}$ – сигнал низкого разрешения на длине волны λ ; $DN(\gamma)_{high}$ – сигнал высокого разрешения на длине волны γ , а $DN(\gamma)_{mean}$ – локальное среднее $DN(\gamma)_{high}$ для элемента разрешения изображения с низким пространственным разрешением. В основе методики лежит предположение об одинаковом характере зависимости $DN(\lambda)$ и $DN(\gamma)$ от топографии поверхности. При этом результат слияния данных не зависит от спектральных свойств изображения с высоким разрешением и, следовательно, сохраняет информацию, содержащуюся в исходном изображении с низким разрешением.

В работе [20] *SFIM*-алгоритм был использован для улучшения пространственного разрешения полей радиояркостных температур (*Тя*) радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observation System (AMSR-E)* на частоте 6,9 ГГц (*С*-диапазон) с использованием измерений на частоте 36,5 ГГц (*Ка*-диапазон). Формула (1) применительно к данным *AMSR-E* была преобразована к следующему виду:

$$Tb_{CHres} = \frac{Tb_{Corig} Tb_{Korig}}{Tb_{KLres}}, \quad (2)$$

где Tb_{CHres} – *Тя* излучения в *С*-диапазоне высокого разрешения; Tb_{Corig} – *Тя* излучения в *С*-диапазоне исходного (англ. *original*) разрешения; Tb_{Korig} – *Тя* излучения в *Ка*-диапазоне исходного (высокого) разрешения; Tb_{KLres} – *Тя* излучения в *Ка*-диапазоне низкого разрешения, полученная путем усреднения значений в тех элементах разрешения, которые попадают в пиксель низкого разрешения *С*-диапазона. По сути для применения алгоритма поле измерений *Тя* в *Ка*-диапазоне ($Tя_{36high}$) обрабатывается низкочастотным фильтром для получения поля *Тя* на частоте 36,5 ГГц низкого разрешения ($Tя_{36low}$) и результирующее отношение $Tя_{36high}/Tя_{36low}$ используется для модуляции низкочастотных измерений. В работе [15] авторы обсуждают возможности метода применительно к повышению разрешения полей влажности почв, анализируя результирующие поля Tb_{CHres} для двух географических районов – дельты Амазонки и озера Виктория в Экваториальной Африке. При этом, используя метод *SFIM*

напрямую, они не обсуждают возможности его применения, которые принципиально отличаются от возможностей применения оптических снимков, поскольку в основе методики лежит предположение об одинаковом характере зависимости $DN(\lambda)$ и $DN(\gamma)$ от топографии поверхности.

Целью работы является модификация метода *SFIM* для улучшения пространственного разрешения измерений радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2)* на каналах на частоте 6,9 ГГц с помощью измерений на частотах 36,5 ГГц для региона Арктики с целью использования этих измерений для изучения свойств подстилающей поверхности.

Методология

Тя микроволнового излучения зависит не только от свойств поверхности, но и от свойств атмосферы. В общем виде в условиях микроволнового приближения при отсутствии рассеяния Тя горизонтально (H , англ. *horizontal*) и вертикально (V , англ. *vertical*) поляризованного излучения ($Tя^{H,V}$) может быть представлена как

$$Tя^{H,V} = T_a^\uparrow + \chi^{H,V} \cdot T_s \cdot e^{-\tau} + (1 + \Omega) \cdot (T_a^\downarrow + e^{-\tau} \cdot T_c) \cdot e^{-\tau} \cdot (1 - \chi^{H,V}), \quad (3)$$

где T_a^\uparrow , T_a^\downarrow – Тя восходящего и нисходящего излучения атмосферы; τ – ее оптическая толщина в направлении угла наблюдений θ ; $\chi^{H,V}$ – эффективный коэффициент излучения H - и V -поляризованной радиации; T_c – космическое излучение, $T_c = 2,7$ К; T_s – температура поверхности; Ω – корректирующая добавка для учета вклада рассеянного в направлении θ излучения при отличных от θ углах падения [21]. Формула (3) справедлива для диапазона частот f от 1 до 100 GHz при отсутствии в атмосфере рассеивателей с характерными размерами r , превышающими $\lambda/2\pi$ [22]. Корректирующей добавкой Ω для диффузно отражающих поверхностей при углах около 50° можно пренебречь [23]. Результаты численных расчетов показывают также, что в условиях арктической атмосферы восходящее и нисходящее излучение атмосферы можно считать одинаковым и равным T_a . Погрешности такого приближения обсуждаются, например, в [24]. Пренебрегая космическим излучением, ослабленным двойным слоем атмосферы, можно записать:

$$Tя^{H,V} = \chi^{H,V} \cdot e^{-\tau}(T_s - T_a) + T_a(1 + e^{-\tau}). \quad (4)$$

Формула (4) описывает Тя излучения системы на разных частотах. Частотно зависимые функции – эффективный коэффициент излучения и взаимосвязанные излучение атмосферы T_a и ее оптическая толщина τ .

Для атмосферы с низкими значениями интегральной влажности (влагозапаса атмосферы Q) и общего содержания жидкокапельной влаги облаков (влагозапаса облаков W) излучение атмосферы прямо пропорционально ее оптической толщине [25]:

$$T_a = T_0\tau, \quad (5)$$

где T_0 является константой, а $e^{-\tau}$ можно представить как $1 - \tau$. Уравнение (4) с использованием данных приближений может быть представлено в виде

$$T_{\text{Я}}^{H,V} = \chi^{H,V} \cdot \left(1 - \frac{T_a}{T_0}\right) (T_s - T_a) + T_a \left(2 - \frac{T_a}{T_0}\right). \quad (6)$$

В соответствии с формулой (6) $T_{\text{Я}}$ излучения является функцией параметров атмосферы (через T_a), температуры поверхности T_s и свойств поверхности (через ее эффективный коэффициент излучения $\chi^{H,V}$). Корректность использования формулы (2) для модуляции $T_{\text{Я}}$ на частоте 6,9 ГГц ($T_{\text{Я}06}$) с помощью $T_{\text{Я}}$ на частоте 36,5 ($T_{\text{Я}36}$) (как предложено в [15]) зависит от того, с какой погрешностью можно считать, что $T_{\text{Я}06\text{high}}/T_{\text{Я}06\text{low}} = T_{\text{Я}36\text{high}}/T_{\text{Я}36\text{low}}$, где $T_{\text{Я}06\text{low}}$ – измерения на частоте 6,9 ГГц оригинального (низкого) разрешения; $T_{\text{Я}36\text{high}}$ – на частоте 36,5 ГГц оригинального (высокого) разрешения, а $T_{\text{Я}36\text{low}}$ – на частоте 36,5 ГГц низкого разрешения, усредненные по элементу разрешения (S) измерений на частоте 6,9 ГГц. Погрешность этих допущений определяется регионом исследований и особенностями подстилающей поверхности.

Отклонения (вариации) $T_{\text{Яhigh}}$ от среднего $T_{\text{Яlow}}$ в пределах S можно представить как

$$\Delta T_{\text{Я}}^{H,V} = \Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} + \Delta T_s \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_s} + \Delta T_a \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_a}. \quad (7)$$

Очевидно, что значения производных $\frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_a}$, $\frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ и $\frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ существенно различны для частот 6,9 и 36,5 ГГц. Кроме того, на частоте 36,5 вариации ΔT_a существенны, в то время как на частоте 6,9 ГГц ими можно пренебречь. Для того чтобы выразить $\Delta T_{\text{Я}06\text{high}}$ через $\Delta T_{\text{Я}36\text{high}}$, нужно, чтобы в элементе разрешения S выполнялись бы условия

$$\Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} \gg \Delta T_a \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_a}, \quad \Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} \gg \Delta T_s \frac{\partial T_{\text{Я}}^{H,V}}{\partial T_s}. \quad (8)$$

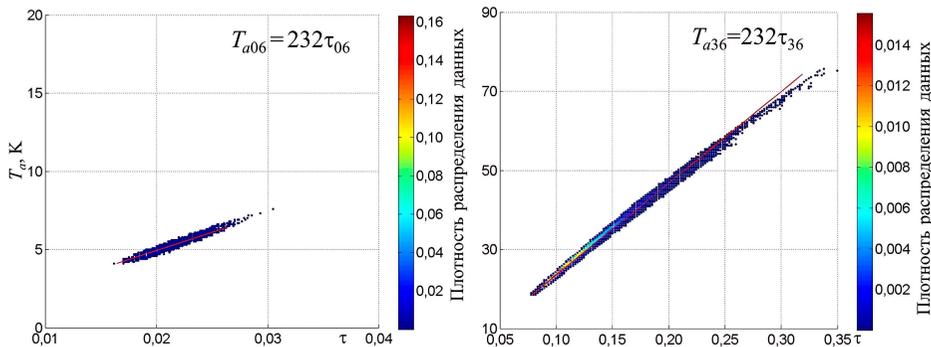
В противном случае модуляция измерений $T_{\text{Я}06\text{low}}$ с помощью измерений $T_{\text{Я}36\text{high}}$ будет невозможна, поскольку значения $\Delta T_{\text{Я}36\text{high}}$ будут зависеть от атмосферных параметров или температуры поверхности, а не от ее эффективного коэффициента излучения, определяемого диэлектрическими свойствами поверхности. Но даже в случае, когда выполняются условия (8), $T_{\text{Я}06\text{high}}$ не может быть представлена для произвольной поверхности как $(T_{\text{Я}06\text{low}} \cdot T_{\text{Я}36\text{high}})/T_{\text{Я}36\text{low}}$ (формула (2)), поскольку в общем случае для произвольной подстилающей поверхности $\frac{\partial T_{\text{Я}06}}{\partial \chi_{06}} \neq \frac{\partial T_{\text{Я}36}}{\partial \chi_{36}}$ и $\Delta \chi_{06} \neq \Delta \chi_{36}$.

Задачей настоящей работы было показать, в каких условиях и каким образом $\Delta T_{\text{Я}06\text{high}}$ можно выразить через $\Delta T_{\text{Я}36\text{high}}$ с целью повышения пространственного разрешения параметров подстилающей поверхности, основанных на использовании каналов S -диапазона. Для этого были использованы численные расчеты $T_{\text{Я}}$ над морской водой (англ. *open water*, *OW*) и над морским льдом (англ. *sea ice*, *SI*) в условиях нерассеивающей атмосферы Арктики с использованием уравнения (4) и данных реанализа *ERA5* по атмосферным параметрам (влажность атмосферы, водность облаков, давление и температура) и температуре подстилающей поверхности T_s . В качестве эффективных коэффициентов излучения $\chi^{H,V}$ использовались значения, рассчитанные при помощи метода, описанного в [26]. По результатам расчетов были количественно оценены все

три составляющие в уравнении (7) для условий морей Арктики. Классификация поверхности по типу *OW/SI* проводилась путем применения алгоритма восстановления сплоченности льда к данным измерений *AMSR2* [27], а по типу льда – с использованием метода, описанного в [28].

Результаты и обсуждение

Результаты расчетов микроволнового излучения T_a атмосферы и оптической толщины τ атмосферы дают значения коэффициента T_0 в уравнении (5) для частот 6,9 и 36,5 ГГц. На рис. 1 проиллюстрирована возможность использования приближения (5) для условий, реализующихся в Арктике на протяжении всего года. При повышении значений параметров влагосодержания атмосферы (Q и/или W) τ растет, и, начиная с $\tau_{36} \sim 0,2$ ($T_{a36} \sim 45$ К), выражение (5) перестает быть справедливым. Однако в условиях Арктики такие значения τ_{36} реализуются над морским льдом и прибрежными районами суши лишь в теплые месяцы (с мая по октябрь).



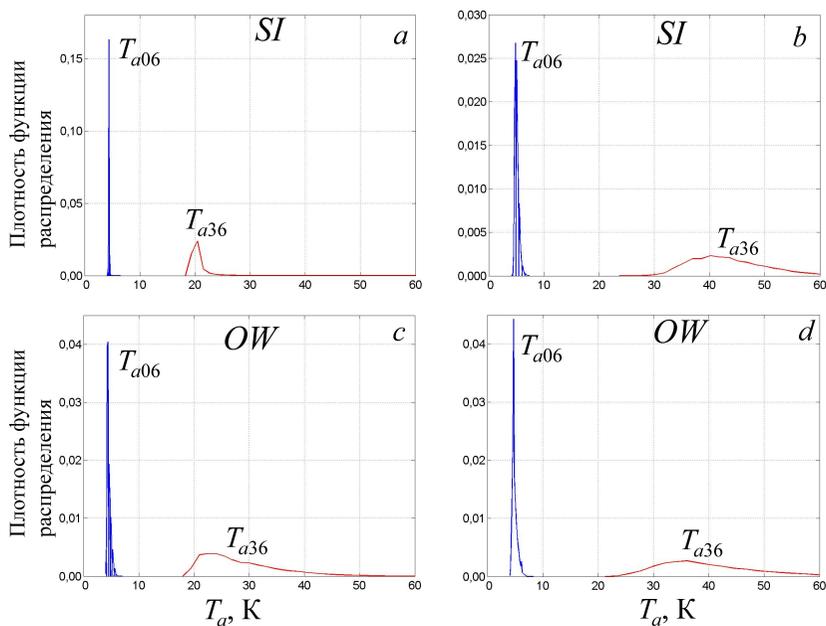
Р и с. 1. Зависимость микроволнового излучения атмосферы T_a от ее оптической толщины τ в арктических условиях в течение года на частоте 6,9 (a) и 36,5 ГГц (b)

Fig. 1. Dependence of the atmospheric microwave radiation T_a on its optical thickness τ in the Arctic conditions during a year at the 6.9 (a) and 36.5 (b) GHz frequencies

В условиях справедливости приближения (5) мы рассчитали T_a и значения частных производных $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial T_a}$, $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ и $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial T_s}$, пользуясь формулой (6), при фиксированных значениях других двух параметров, и определили значения ΔT_a , ΔT_s и $\Delta \chi^{H,V}$ для того, чтобы оценить $\Delta T_{a06high}$ и $\Delta T_{a36high}$. Параметры ΔT_a , ΔT_s и $\Delta \chi^{H,V}$ оценивались как среднеквадратичный разброс σ внутри рядов данных, собранных помесечно. Несмотря на то что такая оценка не равна вариациям параметров внутри элемента разрешения S , она дает представление об изменчивости параметров в регионе за рассматриваемый промежуток времени.

1. Зависимость ΔT_{a06} и ΔT_{a36} от атмосферного излучения

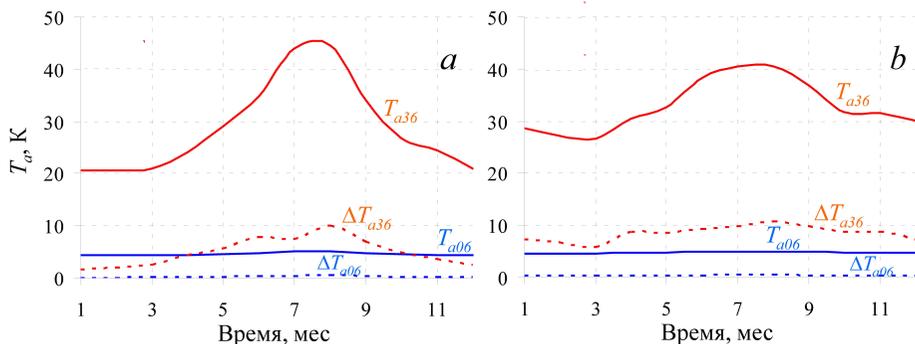
На рис. 2 представлены характерные распределения T_{a06} (атмосферное излучение на частоте 6,9 ГГц) и T_{a36} (атмосферное излучение на частоте 36,5 ГГц) для летнего (июль) и зимнего (январь) месяцев над морским льдом *SI* и морской водой *OW*.



Р и с. 2. Плотность функций распределения значений T_{a06} и T_{a36} над морским льдом (a, b) и над морской водой (c, d) в январе (a, c) и в июле (b, d)

F i g. 2. Density of functions of the T_{a06} and T_{a36} value distributions over sea ice (a, b) and seawater (c, d) in January (a, c) and July (b, d)

Изменчивость параметра T_{a06} мала (0,1–0,5K) и не зависит от типа подстилающей поверхности и сезона. Изменчивость T_{a36} , наоборот, невелика (приблизительно несколько кельвинов) лишь в зимний сезон (с ноября по март) над морским льдом. Зависимость средних значений T_{a06} и T_{a36} , и их изменчивости ΔT_{a06} и ΔT_{36} от месяца представлена на рис. 3.



Р и с. 3. Средние значения T_{a06} и T_{a36} и их изменчивость ΔT_{a06} и ΔT_{36} в зависимости от месяца года над морским льдом (a); над морской водой (b)

F i g. 3. Average values of T_{a06} and T_{a36} , and their variability ΔT_{a06} and ΔT_{36} over sea ice (a) and seawater (b) depending on the month of a year

Из формулы (6) следует:

$$\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} = (\chi^{H,V} - 1) \frac{2T_a}{T_0} + (2 - \chi^{H,V} (1 + \frac{T_s}{T_0})).$$

Значения $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ близки к константе на обеих частотах, хотя на 36,5 ГГц наблюдается небольшое уменьшение производной с ростом T_{a36} . На частоте 6,9 ГГц $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} \sim 1,2-1,7$ в зависимости от типа поверхности, но, поскольку значения ΔT_{a06} чрезвычайно малы и составляют 0,1–0,5 К, максимум произведения $\Delta T_{a06} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ составляет не более 0,8 К. Причем, поскольку значения ΔT_{a06} в пикселе S явно меньше, чем для всей Арктики, можно считать, что $\Delta T_{a06} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} = 0$.

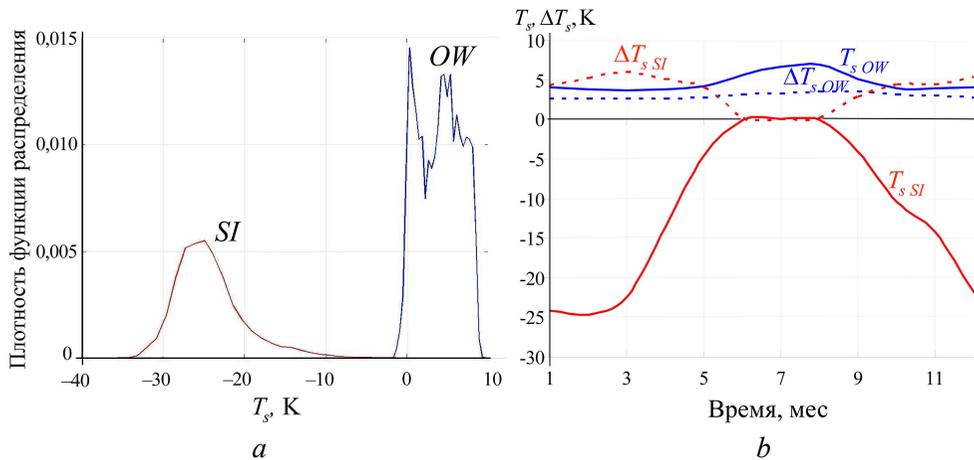
На частоте 36,5 ГГц $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} \sim 1$ К над морским льдом и $\sim 1,5$ К над водой. С ноября по март над морским льдом $\Delta T_{a36} \sim 2-4$ К, в остальное время года и весь год над морской водой $\Delta T_{a36} \sim 5-10$ К. Таким образом, произведение $\Delta T_{a36} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ может составлять от 2 до 15 К в зависимости от сезона и типа подстилающей поверхности. При этом над морским льдом значения ΔT_{a36} можно рассчитать, используя спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*.

2. Зависимость $\Delta T_{\text{я}06}$ и $\Delta T_{\text{я}36}$ от температуры поверхности

$$\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s} = \chi^{H,V} (1 - \frac{T_a}{T_0}).$$

Значения $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ определяются главным образом значениями $\chi^{H,V}$, поэтому для морского льда они примерно в два раза выше, чем для морской воды (в зависимости от поляризации), и на частоте 36,5 ГГц на порядок выше, чем на 6,9 ГГц, и составляют $\sim 0,1-0,2$ К/К. Причина, по которой каналы измерений на частоте 36,5 ГГц никогда не используются для определения температуры поверхности, заключается в том, что изменчивость T_{a36} и $\chi^{H,V}_{36}$ существенно выше, чем изменчивость T_s . Среднеквадратичное отклонение T_s (ΔT_s), рассчитанное для месячных данных по всей Арктике для *OW* и *SI*, представлено на рис. 4, *b*.

Изменчивость T_s морской воды в морях Арктики практически постоянна в течение года и составляет $\sim 3-4$ К, для морского льда в зимнее время $\Delta T_s \sim 5-7$ К. Таким образом, произведение $\Delta T_s \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ на частоте 6,9 ГГц не превышает 0,2 К, а на 36,5 ГГц – 1 К.



Р и с. 4. Плотность функции распределения значений T_s для морских воды (OW) и льда (SI) в январе (a); средние значения T_s и их изменчивость ΔT_s в зависимости от месяца года (b)
F i g. 4. Density of function of the T_s value distributions for ocean water (OW) and sea ice (SI) in January (a); T_s average values and their variability ΔT_s depending on the month of a year (b)

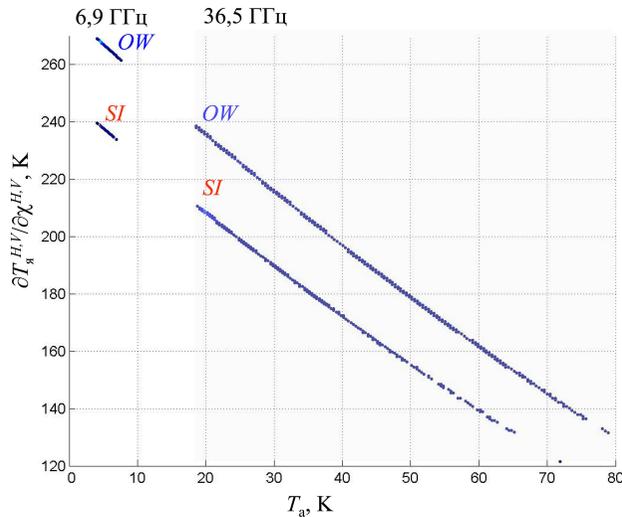
3. Зависимость $\Delta T_{я06}$ и $\Delta T_{я36}$ от эффективного коэффициента излучения

$$\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} = \left(1 - \frac{T_a}{T_0}\right) (T_s - T_a). \quad (9)$$

Формула (9), полученная из выражения (6), формализует уменьшение чувствительности сигнала к свойствам поверхности с ростом атмосферного излучения. На частоте 6,9 ГГц T_a постоянна (см. рис. 3), значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ фактически определяются только параметром T_s и не зависят от состояния атмосферы. На частоте 36,5 ГГц функция $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ зависит не только от T_s , но и от T_a , однако в зимних условиях (с октября по май), характеризующихся значениями T_{a36} , не превышающими 30 К, $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 6,9 ГГц можно выразить через $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 36,5 ГГц:

$$\frac{\partial T_{я06}^{H,V}}{\partial \chi_{06}^{H,V}} \sim \beta \frac{\partial T_{я36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}}. \quad (10)$$

Численные расчеты показывают, что в зимних условиях при характерных значениях T_a (~ 5 К на частоте 6,9 ГГц, от 20 К до 30 К – на частоте 36,5 ГГц) значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 6,9 ГГц составляют ~ 265 К над морской водой и ~ 240 К над морским льдом. Значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 36,5 ГГц составляют ~ 200 – 235 К над морской водой и ~ 170 – 205 К над морским льдом (рис. 5). Таким образом, коэффициент β составляет $\sim 1,2$, немного увеличиваясь с ростом T_a ($\beta \sim 1,2$ при $T_{a36} \sim 20$ – 25 К, $\beta \sim 1,25$ при $T_{a36} \sim 25$ – 30 К).



Р и с. 5. Чувствительность $T_{\text{я}}$ к эффективному коэффициенту излучения морской воды и льда как функция излучения атмосферы T_a . Кривые в левой части рисунка – на частоте 6,9 ГГц, в правой (серый фон) – на частоте 36,5 ГГц

Fig. 5. Sensitivity of T_B to the effective emission coefficient of seawater and sea ice as a function of atmospheric radiation T_a . The curves on the figure left side are at the 6.9 GHz frequency, on the right side (gray background) – at the 36.5 GHz frequency

При такой высокой чувствительности $T_{\text{я}}$ к коэффициенту излучения поверхности изменчивость характеристик поверхности, проявляющаяся в изменчивости χ , вносит существенный вклад в $\Delta T_{\text{я}}$ даже при небольших ($\sim 0,01$) значениях.

Изменчивость характеристик поверхности по-разному влияет на изменчивость эффективного коэффициента излучения на разных частотах. Для определения зависимости $\Delta \chi_{06} = f(\Delta \chi_{36})$ мы проанализировали массивы коэффициентов излучения морского льда, классифицированного по типу: однолетний (от англ. *First Year Ice, FYI*), многолетний (от англ. *Multi-Year Ice, MYI*), – и морской воды *OW* для всей Арктики за один холодный период года (с октября 2019 г. по май 2020 г.). Классификация поверхности по типу лед/вода проводилась с помощью алгоритма [27], а по типу льда – с помощью алгоритма [28]. Результаты зависимости χ_{06} от χ_{36} для морского льда и морской воды на горизонтальной и вертикальной поляризации представлены на рис. 6, на котором для морского льда выделяются пространства точек для *FYI* и *MYI*. Эти зависимости были аппроксимированы линейными функциями $\chi_{06} = \alpha_i \chi_{36} + a_i$ для каждой поляризации и каждого типа поверхности. Для поверхности, характеризующейся сплоченностью *SIC* (*Sea Ice Concentration*) от 0 до 1, эффективный коэффициент излучения определится как

$$\begin{aligned} \chi_{06}^{H,V} &= SIC \chi_{06}^{SI} + (1 - SIC) \chi_{06}^{OW}, \\ \chi_{36}^{H,V} &= SIC \chi_{36}^{SI} + (1 - SIC) \chi_{36}^{OW}, \end{aligned} \quad (11)$$

где χ_{06}^{OW} и χ_{36}^{OW} – коэффициенты излучения открытой воды на частотах 6,9 и 36,5 ГГц соответственно (облако точек на рис. 6, *a, b*); χ_{06}^{SI} и χ_{36}^{SI} – коэффициенты излучения морского льда на частотах 6,9 и 36,5 ГГц соответственно

(облака точек на рис. 6, *c, d*). Формулы (11) позволяют построить зависимости χ_{06} от χ_{36} для произвольных значений *SIC* для *FYI*- и *MYI*-типа льда. На рис. 7 представлены зависимости χ_{06} от χ_{36} для поверхности с произвольными значениями *SIC*: красные линии – на *H*-, синие – на *V*-поляризации; тонкие линии – однолетний лед (*FYI*) со значениями при *SIC* = 1: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,85$, $\chi_{36}^V = 0,95$, толстые линии – многолетний лед (*MYI*) со значениями при *SIC* = 1: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,75$, $\chi_{36}^V = 0,85$. При этих значениях функции распределения χ однолетнего и многолетнего льдов достигают максимума [26]. Точки *OW* соответствуют χ для морской воды при *SIC* = 0: $\chi_{06}^H = 0,25$, $\chi_{06}^V = 0,56$, $\chi_{36}^H = 0,4$, $\chi_{36}^V = 0,71$.

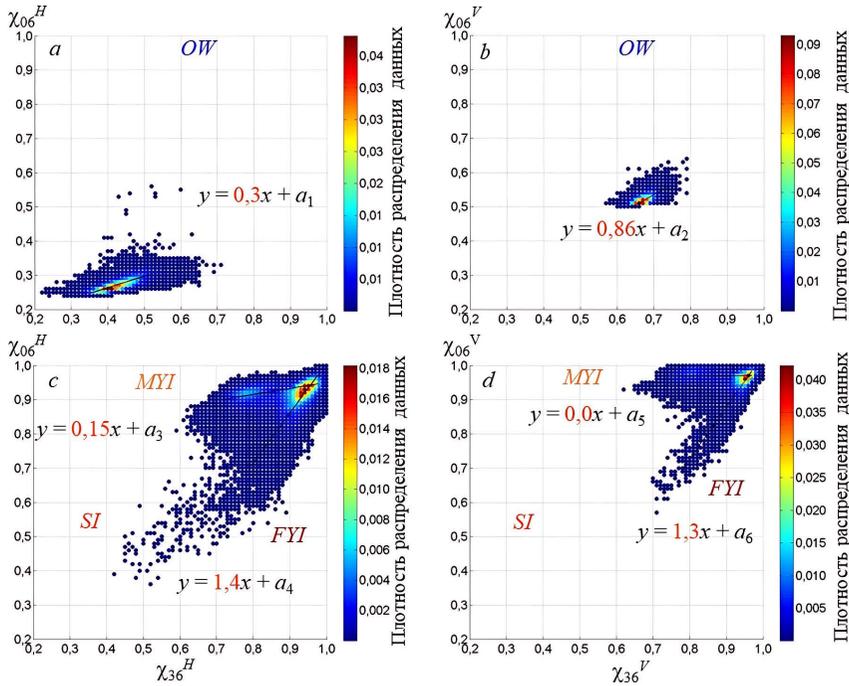
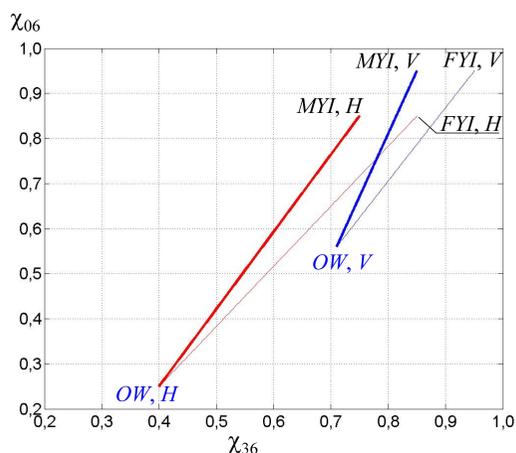


Рис. 6. Зависимость χ_{06} от χ_{36} для морской воды *OW* (*a, b*) и морского однолетнего (*FYI*) и многолетнего (*MYI*) льда *SI* (*c, d*) на горизонтальной (*H*) (*a, c*) и вертикальной (*V*) (*b, d*) поляризации
Fig. 6. Dependence of χ_{06} on χ_{36} for ocean water *OW* (*a, b*) and first-year (*FYI*) and multi-year (*MYI*) sea ice *SI* (*c, d*) at horizontal (*H*) (*a, c*) and vertical (*V*) (*b, d*) polarizations

Уравнения регрессий на рис. 6 и формулы (11) позволяют выразить $\Delta\chi_{06}$ через $\Delta\chi_{36}$ для разных условий как

$$\Delta\chi_{06} = \alpha \Delta\chi_{36},$$

где α – коэффициент, значения которого для разных типов морской поверхности приведены в таблице. Значения α для поверхности с $0 < SIC < 1$, приведенные в таблице, соответствуют условиям, при которых наблюдаются максимумы функций распределения значений χ_{06} и χ_{36} однолетнего и многолетнего льдов [26].



Р и с. 7. Зависимость χ_{06} от χ_{36} для поверхности с произвольным значением SIC на H - (красные линии) и V - (синие линии) поляризации: однолетнего льда (FYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,85$, $\chi_{36}^V = 0,95$ (тонкие линии), многолетнего льда (MYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,75$, $\chi_{36}^V = 0,85$ (толстые линии). Точки OW соответствуют χ для морской воды при $SIC = 0$: $\chi_{06}^H = 0,25$, $\chi_{06}^V = 0,56$, $\chi_{36}^H = 0,4$, $\chi_{36}^V = 0,71$

Fig. 7. Dependence of χ_{06} on χ_{36} for a surface with an arbitrary SIC value at H - (red lines) and V - (blue lines) polarizations: first-year ice (FYI) with the values at $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0.85$, $\chi_{06}^V = 0.95$, $\chi_{36}^H = 0.85$, $\chi_{36}^V = 0.95$ (thin lines), multi-year ice (MYI) with the values at $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0.85$, $\chi_{06}^V = 0.95$, $\chi_{36}^H = 0.75$, $\chi_{36}^V = 0.85$ (thick lines). OW points correspond to χ for seawater at $SIC = 0$: $\chi_{06}^H = 0.25$, $\chi_{06}^V = 0.56$, $\chi_{36}^H = 0.4$, $\chi_{36}^V = 0.71$

Коэффициент α , связывающий $\Delta\chi_{06}$ с $\Delta\chi_{36}$, для разных типов поверхности на разной поляризации

Coefficient α relating $\Delta\chi_{06}$ to $\Delta\chi_{36}$ for various surface types at different polarizations

Тип поверхности / Type of surface	SIC	α	
		H	V
Морская вода / Seawater	0	0,30	0,86
FYI	1	1,40	1,30
MYI	1	0,15	0,00
FYI	[0, 1)	1,30	1,60
MYI	[0, 1)	1,70	2,80

Реальная сплоченность льда не меняется скачком. Однако для практических целей с учетом конечной точности восстановления SIC коэффициенты α для условий $SIC = 1$ можно использовать при сплоченности льда 9–10 баллов, а для условий $SIC = 0$ – при сплоченности 1–2 балла.

Из таблицы видно, что в районах многолетнего льда улучшение пространственного разрешения полей $Tя$ на каналах измерений на частоте 6,9 ГГц на вертикальной поляризации не представляется возможным, поскольку $\Delta\chi_{06}$

практически не коррелирует с $\Delta\chi_{36}$. На горизонтальной поляризации при существенных изменениях $\Delta\chi_{36}$ возможна небольшая модуляция $T_{я06}^H$ ($\Delta T_{я06}^H$ будет в пять (1,2·0,15) раз меньше, чем $\Delta T_{я36}^H$). Для остальных типов поверхности вклад изменчивости эффективного коэффициента излучения в $\Delta T_{я06}$ можно представить как

$$\Delta T_{я06}^{H,V} = \Delta\chi_{06}^{H,V} \frac{\partial T_{06}^{H,V}}{\partial \chi_{06}^{H,V}} \sim \alpha \Delta\chi_{36}^{H,V} \beta \frac{\partial T_{36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}} \sim 1,2\alpha \Delta T_{я36}^{H,V}.$$

Изменение сплоченности льда *SIC* на 1 балл в зависимости от типа льда приведет к изменениям $\Delta\chi_{36} \frac{\partial T_{36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}}$ не менее чем на 5–10 К в зависимости от состояния морской поверхности. Это означает, что даже в летних условиях и при возможной изменчивости атмосферы в пикселе *S* влияние сплоченности льда на $\Delta T_{я36}$ сравнимо или превышает влияние атмосферных параметров (см. рис. 3). В результате изменения *SIC* на 1 балл $\Delta T_{я06}$ составит не менее чем ~8–30 К, т. е. контрасты при переходах лед/вода в полях $T_{я06}$ существенно более резкие, чем в полях $T_{я36}$.

Применение метода

Японский микроволновый радиометр *AMSR2* на спутнике *GCOM-W1* измеряет вертикально (*V*) и горизонтально (*H*) поляризованную микроволновую радиацию на семи частотах – 6,95; 7,3; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц – с разным пространственным разрешением: от 35 × 61 км на частоте 6,9 ГГц до 3 × 5 км на частоте 89 ГГц. Размер пикселей на частоте 89 ГГц составляет 5 × 5 км, на остальных каналах – 10 × 10 км. Использование измерений *AMSR2* на высокочастотных каналах для повышения пространственного разрешения измерений на низкочастотных каналах с использованием подхода, описанного в [19] и примененного в [20], технически очень просто реализовать для данных уровня *Level 1R*. Эти данные уже содержат измерения *Tя* на более высоких частотах с разным уровнем усреднения, соответствующим разрешению измерений на низких частотах (так называемые *resampling data*). Так, измерения на частоте 36,5 ГГц в спутниковом продукте *Level 1R* представлены данными с оригинальным разрешением и дополнительно тремя наборами данных, усредненных по элементам разрешения каналов 23,8; 10,65 и 6,95 ГГц. Схематично элемент разрешения *S*, соответствующий разрешению каналов на частоте 6,95 ГГц, состоящий из элементов разрешения каналов на частоте 36,5 ГГц, представлен на рис. 8.

Поскольку частота записи измерений соответствует размеру пикселей 10 × 10 км, $\Delta T_{я36}$ в пикселе равна разнице между $T_{я36}^{high}$ и $T_{я36}^{low}$.

Обобщая результаты, полученные в предыдущем разделе, можно сделать вывод, что формула (2) из работы [20] неприменима для повышения пространственного разрешения каналов измерений *AMSR2* на частоте 6,9 ГГц при изучении свойств поверхности в случае, когда этой поверхностью является морская лед или морская вода. В общем случае изменчивость $\Delta T_{я06}$ в пикселе *S* (соответствующем элементу с низким разрешением) невозможно выразить через изменчивость $\Delta T_{я36}$, поскольку нельзя считать, что в формуле (7) можно

пренебречь изменчивостью атмосферного излучения на частоте 36,5 ГГц (ΔT_{a36}). Можно предположить, что в холодное время года при низких значениях влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков ΔT_{a36} можно пренебречь, но погрешность такого предположения для произвольного типа рассматриваемой подстилающей поверхности не оценить количественно.

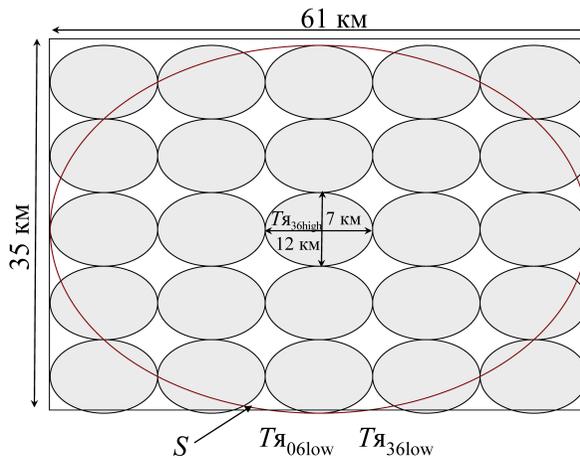


Рис. 8. Схема усреднения измерений $T_{\text{я}}$ на частоте 36,5 ГГц для приведения в соответствие с разрешением измерений на частоте 6,9 ГГц (элемент разрешения S) в спутниковом продукте *AMSR2 Level 1R*

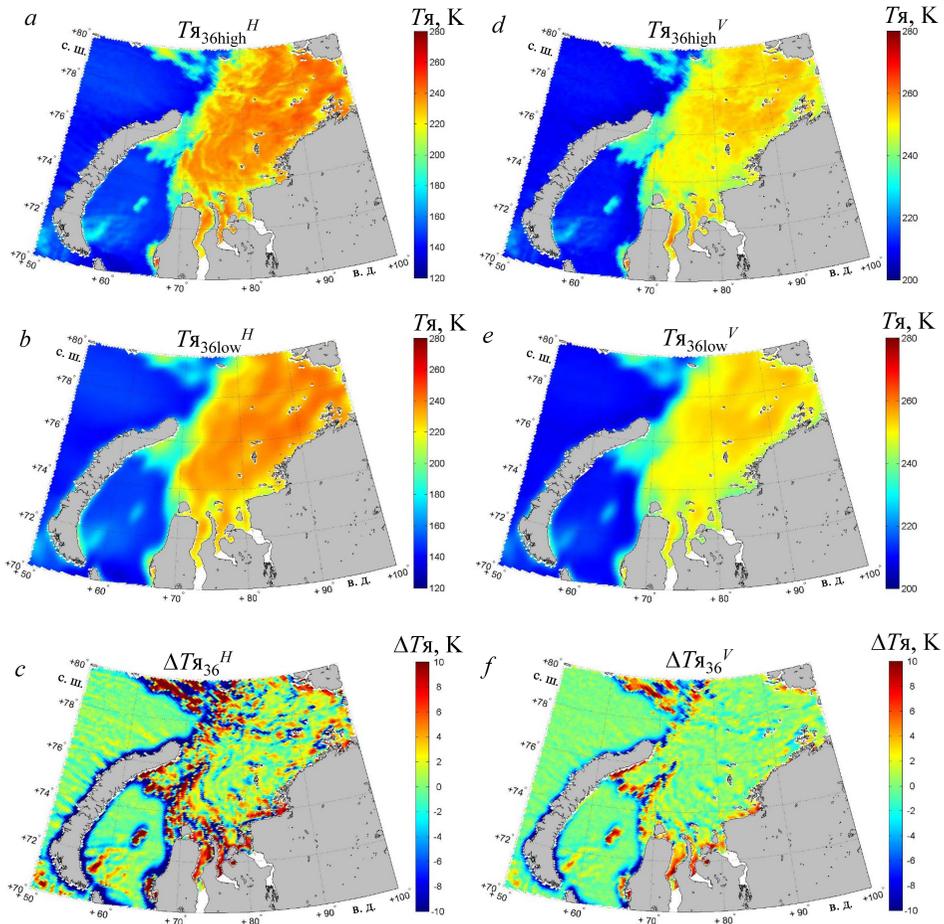
Fig. 8. Scheme for averaging T_{B} measurements at the 36.5 GHz frequency to make them correspondent to the resolution of measurements at the 6.9 GHz frequency (resolution element S) in the *AMSR2 Level 1R* satellite product

Над морским льдом ΔT_{a36} можно рассчитать с использованием данных измерений *AMSR2* [24].

На рис. 9 представлены поля измерений *AMSR2* $T_{\text{я}}$ на каналах 6,9 и 36,5 ГГц (V и H) исходного пространственного разрешения (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*) над Карским морем, а на рис. 10 – поля на каналах 6,9 ГГц повышенного разрешения и поля разницы ΔT_{36} и ΔT_{06} , где ΔT_{36} рассчитывается как разница между измерениями $T_{\text{я}36\text{high}}$ и $T_{\text{я}36\text{low}}$ (оба параметра предоставляются в продукте), а ΔT_{06} – определяется с использованием формулы (10).

Рассчитанные над льдом вариации атмосферного излучения ΔT_{a36} , не превышающие по модулю 0,3 К (рис. 10, h), позволяют использовать формулу (10) для расчета $T_{\text{я}06\text{high}}^H$ и $T_{\text{я}06\text{high}}^V$, используя значения α для однолетнего льда Карского моря при $SIC = 1$, свободной воды при $SIC = 0$ и промежуточного типа поверхности 4 при $0 < SIC < 1$. Сплоченность льда SIC определялась с помощью алгоритма, основанного на измерениях *AMSR2* на частоте 89 ГГц [27], а тип льда – пороговым методом, описанным в работе [28], с использованием данных измерения на частотах 36,5 и 18,7 ГГц. Разрешение полей сплоченности и типов льда не ниже разрешения измерений

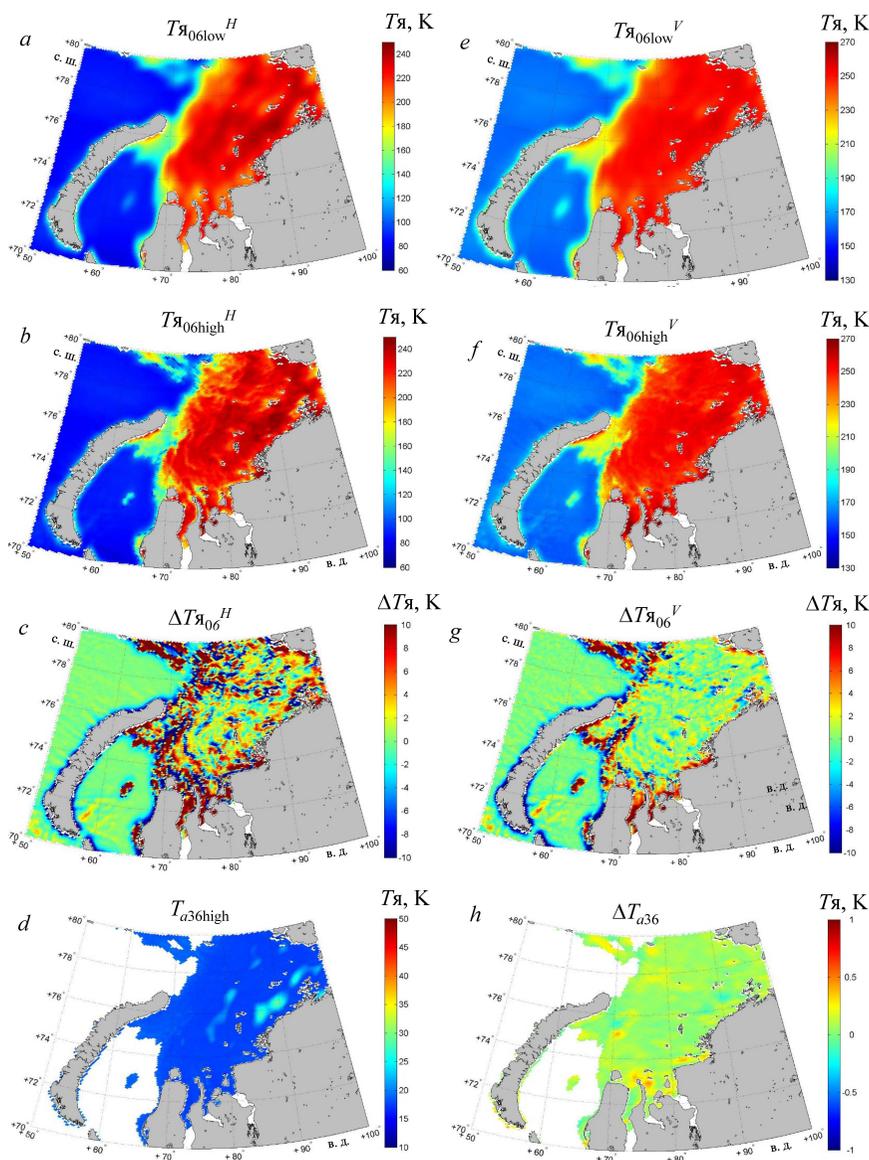
на частоте 36,5 ГГц, однако в данном примере для определения типа льда достаточно использовать априорную информацию о сезонном характере льда в Карском море (отсутствие в море многолетнего льда).



Р и с. 9. Поля T_B (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*), измеренные радиометром *AMSR2* 17 ноября 2024 г. над Карским морем, на H - (слева) и V - (справа) поляризации на частоте 36,5 ГГц: исходное пространственное разрешение – $T_{B36high}^H$ (a), $T_{B36high}^V$ (d); разрешение каналов 6,9 ГГц – T_{B36low}^H (b), T_{B36low}^V (e); $\Delta T_{B36}^H = T_{B36high}^H - T_{B36low}^H$ (c), $\Delta T_{B36}^V = T_{B36high}^V - T_{B36low}^V$ (f)

Fig. 9. T_B fields (*AMSR2 Level 1R* satellite product) measured by the *AMSR2* radiometer at H - (left) and V - (right) polarizations at the 36.5 GHz frequency over the Kara Sea on November 17, 2024: original spatial resolution – $T_{B36high}^H$ (a) and $T_{B36high}^V$ (d); resolution of the 6.9 GHz channels – T_{B36low}^H (b) and T_{B36low}^V (e); $\Delta T_{B36}^H = T_{B36high}^H - T_{B36low}^H$ (c) and $\Delta T_{B36}^V = T_{B36high}^V - T_{B36low}^V$ (f)

Отдельного внимания требует рассмотрение областей T_B над береговой чертой. Диаграммы направленности антенн на каналах 6,9 и 36,5 ГГц вблизи берега захватывают существенно различные области суши, и эти области различны для восходящего и нисходящего проходов спутника. Поэтому улучшение пространственного разрешения вблизи берега возможно лишь при направлении прохода спутника суша – море, а не обратно.



Р и с. 10. Поля $T_{я}$ (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*) на H - (*a, b, c*) и V - (*e, f, g*) поляризации на частоте 6,9 (*a – c, e – g*) и 36,5 ГГц (*d, h*), измеренные радиометром *AMSR2* 17 ноября 2024 г. над Карским морем (*a, d*), рассчитанные с повышенным пространственным разрешением (*b, f*): исходное пространственное разрешение – $T_{я06low}^H$ (*a*), $T_{я06low}^V$ (*e*), $T_{a36high}$ (*d*); повышенное разрешение – $T_{я06high}^H$ (*b*), $T_{я06high}^V$ (*f*); разница между полями с повышенным $\Delta T_{я06}^H$ (*c*) и низким $\Delta T_{я06}^V$ (*g*) разрешением; изменчивость атмосферного излучения $\Delta T_{a36} = T_{a36high} - T_{a36low}$ (*h*)

Ф и г. 10. T_B fields (*AMSR2 Level 1R* satellite product) measured by the *AMSR2* radiometer at H - (*a, b, c*) and V - (*e, f, g*) polarizations at the 6.9 (*a – c, e – g*) and 36.5 (*d, h*) GHz frequencies over the Kara Sea (*a, d*) on November 17, 2024 (*a, d*) and calculated with the enhanced spatial resolution (*b, f*): original spatial resolution – T_{B06low}^H (*a*), T_{B06low}^V (*e*) and $T_{a36high}$ (*d*); enhanced resolution – $T_{B06high}^H$ (*b*), $T_{B06high}^V$ (*f*); difference between the fields of enhanced ΔT_{B06}^H (*c*) and low ΔT_{B06}^V (*g*) resolutions; variability of atmospheric radiation $\Delta T_{a36} = T_{a36high} - T_{a36low}$ (*h*)

Заключение

В данной работе рассмотрена возможность повышения пространственного разрешения измерений радиометра *AMSR2* на каналах *C*-диапазона (6,9 ГГц) с помощью измерений на частоте 36,5 ГГц для изучения параметров подстилающей поверхности морей Арктики. На основании физического моделирования *Tя* излучения системы океан – морской лед – атмосфера продемонстрирована некорректность прямого применения метода *SFIM*, заключающегося в использовании отношения $T_{я36high}/T_{я36low}$ для модуляции низкочастотных измерений *AMSR2* над произвольной подстилающей поверхностью и произвольной атмосферой. Для морей Арктики, частично или полностью покрытых морским льдом, предложен новый подход, позволяющий рассчитывать поля $T_{я06high}$ на основании измерений *AMSR2* $T_{я36high}$ и $T_{я36low}$ (спутниковый продукт уровня *Level 1R*) в зависимости от типа поверхности (однолетний или многолетний лед, морская вода, поверхность с $0 < SIC < 1$). Ошибки и возможность применения данного подхода определяются главным образом изменчивостью параметров влагосодержания атмосферы в элементе *S* низкого пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне. Эти параметры существенно влияют на *Tя* микроволнового излучения атмосферы на 36,5 ГГц (T_{a36}) и не влияют на *Tя* микроволнового излучения атмосферы на 6,9 ГГц (T_{a06}).

Поскольку метод оценки T_{a36} позволяет рассчитать изменчивость ΔT_{a36} в элементе *S* в том случае, когда подстилающей поверхностью является морской лед, возможность повышения пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне надо льдом легко оценить: при значениях ΔT_{a36} , не превышающих радиометрических помех, над однолетним льдом $T_{я06high}$ можно рассчитать как $T_{я06low} + 1,2 \cdot \alpha \cdot \Delta T_{a36}$, где $\alpha = 1,3$ для *H*-поляризации и $\alpha = 1,6$ для *V*-поляризации.

Над морской водой значения коэффициента α существенно меньше и составляют 0,3 для *H*-поляризации и 0,86 для *V*-поляризации. Эти значения определяются используемой моделью зависимости коэффициента излучения морской поверхности от скорости ветра, и очевидно, что при сильных ветрах они будут другими.

Над многолетним льдом улучшение пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне на *V*-поляризации с помощью описанного подхода не представляется возможным, поскольку вариации эффективного коэффициента вертикально поляризованного излучения на частоте 6,9 ГГц слишком малы и не коррелируют с вариациями χ на частоте 36,5 ГГц. Однако на *H*-поляризации при существенных $\Delta \chi$ ($\Delta T_{я36}$) возможна небольшая модуляция $T_{я06}^H$ ($\Delta T_{я06}^H$ будет в пять ($1,2 \cdot 0,15$) раз меньше, чем $\Delta T_{я36}^H$).

Применение предложенного подхода возможно в условиях Арктики с октября по май включительно и требует предварительного определения типа поверхности и сплоченности льда. Для этого используются каналы измерений с пространственным разрешением не ниже или выше разрешения каналов на частоте 36,5 ГГц. Поэтому обработка данных измерений для обеспечения информации о типе поверхности не должна ухудшить искомое пространственное разрешение.

В то же время практическое использование метода выиграло бы, если бы можно было обойтись без такой обработки. Так, поля $Tя$ на каналах измерений 6,9 ГГц сами по себе достаточно информативны для классификации поверхности по типу морской лед/морская вода с использованием простого порогового метода. И очевидно, что в случае $0 < SIC < 1$ вариации коэффициента излучения вносят максимальный вклад в вариации $Tя$ на частоте 6,9 ГГц. Поэтому в первом приближении для определения областей льда и воды с высоким пространственным разрешением можно принять $\alpha = 1,3$ на H - и $\alpha = 1,6$ на V -поляризации, а затем разделить поле с повышенным разрешением на лед и воду. Следует только помнить, что получившиеся поля $Tя_{06high}^H$ и $Tя_{06high}^V$ не будут отражать реальной изменчивости $Tя$ ни над морской водой (она будет ниже получившейся), ни над сплошным многолетним льдом (она будет существенно ниже получившейся). Однако разделение поверхности на лед и воду не будет сопровождаться существенными ошибками даже в летних условиях при существенной изменчивости атмосферы, поскольку влияние сплоченности льда на $\Delta Tя_{36}$ сравнимо или превышает влияние атмосферных параметров. При этом контрасты при переходах от областей льда к областям воды в полях $Tя_{06}$ существенно более резкие, чем в полях $Tя_{36}$.

Предложенный метод может найти свое применение как при создании новых алгоритмов восстановления сплоченности льда (каналы на частоте 6,9 ГГц обычно не используются при восстановлении SIC именно из-за их низкого пространственного разрешения), так и при расчете полей дрейфа морского льда с использованием полей $Tя_{06}$ повышенного пространственного разрешения. Возможность оценки изменчивости атмосферного излучения на частоте 36,5 ГГц не только надо льдом, но и над водой позволила бы расширить сферу применения метода для получения полей ветра с более высоким пространственным разрешением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Заболотских Е. В., Шапрон Б.* Восстановление интегральной влажности атмосферы над океанами по данным спутникового микроволнового радиометра AMSR2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 1. С. 207–215. EDN YRBYKD. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-1-207-215>
2. A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using special sensor microwave/imager (SSM/I) observations / T. J. Greenwald [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1993. Vol. 98, iss. D10. P. 18471–18488. <https://doi.org/10.1029/93JD00339>
3. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds / F. J. Wentz [et al.] // Science. 2000. Vol. 288, iss. 5467. P. 847–850. <https://doi.org/10.1126/science.288.5467.847>
4. *Comiso J. C.* Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data // Journal of The Remote Sensing Society of Japan. 2009. Vol. 29, iss. 1. P. 199–215. <https://doi.org/10.11440/rssj.29.199>
5. Estimation of snow depth from AMSR2 and MODIS data based on deep residual learning network / D. Xing [et al.] // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, iss. 20. 5089. <https://doi.org/10.3390/rs14205089>
6. *Lu M., Hoang K. O., Kumarasiri A. D. T. N.* Temperature effects in AMSR2 soil moisture products and development of a removal method using data at ascending and descending overpasses // Remote Sensing. 2024. Vol. 16, iss. 9. 1606. <https://doi.org/10.3390/rs16091606>

7. On the spatial resolution enhancement of microwave radiometer data in Banach spaces / F. Lenti [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2013. Vol. 52, iss. 3. P. 1834–1842. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2255614>
8. Long D. G., Brodzik M. J., Hardman M. A. Enhanced-resolution SMAP brightness temperature image products // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2019. Vol. 57, iss. 7. P. 4151–4163. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2889427>
9. Sethmann R., Burns B. A., Heygster G. C. Spatial resolution improvement of SSM/I data with image restoration techniques // *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1994. Vol. 32, iss. 6. P. 1144–1151. <https://doi.org/10.1109/36.338362>
10. Status of AMSR2 instrument on GCOM-W1 / K. Imaoka [et al.] // *Proceedings of SPIE*. SPIE, 2012. Vol. 8528 : Earth Observing Missions and Sensors: Development, Implementation, and Characterization II. 852815. <https://doi.org/10.1117/12.977774>
11. The development of an algorithm to enhance and match the resolution of satellite measurements from AMSR-E / Y. Wang [et al.] // *Science China Earth Sciences*. 2011. Vol. 54, iss. 3. P. 410–419. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4074-0>
12. Validation of hi-resolution sea surface temperature algorithm toward the satellite-borne microwave radiometer AMSR3 Mission / T. Maeda [et al.] // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2021. Vol. 19. 4500305. P. 1–5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2021.3066534>
13. An enhanced resolution brightness temperature product for future conical scanning microwave radiometers / F. Nunziata [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2021. Vol. 60. 5301812. P. 1–12. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3109376>
14. Choi M., Hur Y. A microwave-optical/infrared disaggregation for improving spatial representation of soil moisture using AMSR-E and MODIS products // *Remote Sensing of Environment*. 2012. Vol. 124. P. 259–269. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.009>
15. Santi E. An application of the SFIM technique to enhance the spatial resolution of spaceborne microwave radiometers // *International Journal of Remote Sensing*. 2010. Vol. 31, iss. 9. P. 2419–2428. <https://doi.org/10.1080/01431160903005725>
16. Long D. G., Hardin P. J., Whiting P. T. Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1993. Vol. 31, iss. 3. P. 700–715. <https://doi.org/10.1109/36.225536>
17. Spatial resolution and data integrity enhancement of microwave radiometer measurements using total variation deconvolution and bilateral fusion technique / W. Hu [et al.] // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 14. 3502. <https://doi.org/10.3390/rs14143502>
18. Spatial resolution matching of microwave radiometer data with convolutional neural network / Y. Li [et al.] // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11, iss. 20. 2432. <https://doi.org/10.3390/rs11202432>
19. Liu J. G. Smoothing filter-based intensity modulation: A spectral preserve image fusion technique for improving spatial details // *International Journal of Remote Sensing*. 2000. Vol. 21, iss. 18. P. 3461–3472. <https://doi.org/10.1080/014311600750037499>
20. A simple technique to improve the AMSR-E spatial resolution at C-band / E. Santi [et al.] // *2008 Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*. Florence, Italy, 2008. P. 1–4. <https://doi.org/10.1109/MICRAD.2008.4579458>
21. Meissner T., Wentz F. J. The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012. Vol. 50, iss. 8. P. 3004–3026. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2179662>
22. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Рассеяние и ослабление микроволнового излучения осадками // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова*. 1981. Т. 448. P. 85–94.
23. Svendsen E., Matzler C., Grenfell T. C. A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // *International Journal of Remote Sensing*. 1987. Vol. 8, iss. 10. P. 1479–1487. <https://doi.org/10.1080/01431168708954790>

24. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* Estimation of atmospheric microwave radiation parameters over the Arctic Sea ice from the AMSR2 Data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2024. Vol. 62. 4104211. P. 1–11. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2024.3392369>
25. *Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K.* Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 1. Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Reading, MA : Addison-Wesley Publishing Co., 1981. 456 p.
26. *Zabolotskikh E., Azarov S.* Wintertime emissivities of the Arctic Sea ice types at the AMSR2 frequencies // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 23. 5927. <https://doi.org/10.3390/rs14235927>
27. *Заболотских Е. В., Балашихова Е. А., Шапрон Б.* Усовершенствованный метод восстановления сплошности морского льда по данным спутниковых микроволновых измерений вблизи 90 ГГц // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16, № 4. P. 233–243. EDN JVEHCG. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243>
28. Классификация морского льда в Арктике по данным AMSR2 / Е. В. Заболотских [и др.] / *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2024. Т. 21, № 5. P. 263–27. EDN JLANJU. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-5-263-274>

Об авторах:

Заболотских Елизавета Валериановна, ведущий научный сотрудник, Лаборатория спутниковой океанографии, Российский государственный гидрометеорологический университет (195196, Россия, Санкт-Петербург, Малоохтинский проспект, д. 98), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4500-776X**, **ResearcherID: R-2221-2016**, **Scopus Author ID: 6506482460**, **SPIN-код: 4328-9035**, liza@rshu.ru

Шапрон Бертран, Французский научно-исследовательский институт исследований моря (Institut Français de Recherche Pour l'exploitation de la MER, Ifremer), заведующий отделом спутниковой океанографии (Centre Bretagne - ZI de la Pointe du Diable - CS 10070 – 29280 Plouzané, France), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6088-8775**, **Scopus Author ID: 56209544000**, bertrand.chapron@ifremer.fr

Морской гидрофизический институт РАН

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

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»
Тел.: +7 (8692) 54-02-23
Сайт «Морского гидрофизического журнала»: мфж.рф
Physical Oceanography (англоязычная версия): <http://www.physical-oceanography.ru>
E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Н. Б. Мороз, Л. Г. Анисимова, Р. В. Камышников
Компьютерная верстка: Л. А. Иванчик
Перевод: Т. А. Кузнецова
Информационная поддержка сайта журнала: А. О. Конопляников
Дизайн обложки: П. В. Поликарпов

Подписано в печать 01.10.2025 г. Дата выхода в свет 31.10.2025 г. Формат 70 × 108^{1/16}.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отг. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.
Бумага офсетная. Тираж 50 экз. Цена свободная.

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