

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН
ST. PETERSBURG RESEARCH CENTER OF RAS

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

ТОМ 19, № 2
2026

**FUNDAMENTAL
AND APPLIED HYDROPHYSICS**

VOL. 19, No. 2
2026

Учредители:
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 19 № 2 2026

Основан в 2008 г.

Выходит 4 раза в год

ISSN 2073-6673 (Print)

ISSN 2782-5221 (Online)

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Член-корреспондент РАН
Анатолий Александрович Родионов

Журнал входит в Перечень ВАК для опубликования работ
соискателей ученых степеней по специальностям:

- 1.3.6. Оптика (физико-математические науки)
- 1.3.7. Акустика (технические науки)
- 1.6.17. Океанология (физико-математические науки)
- 1.6.17. Океанология (географические науки)
- 2.5.17. Теория корабля и строительная механика (технические науки)

Свидетельство о регистрации печатного СМИ: ПИ № ФС77-69420 от 14 апреля 2017 г.
Свидетельство о регистрации сетевого СМИ: серия Эл № ФС77-83580 от 13 июля 2022 г.

Адрес редакции и издателя: 199034, Санкт-Петербург,
Санкт-Петербургский научный центр РАН
Университетская наб., д. 5
Телефон 8(812) 328-50-66
nsgf2008@yandex.ru
<https://hydrophysics.spbrc.ru>

Редактор: *А. В. Сторожевых*
Подготовка оригинал-макета: *Н. В. Стасеева*

Подписано к печати 28.06.2026 г. Дата выпуска в свет 30.06.2026 г. Формат 60 × 84¹/₈.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 13,72. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 3765.

Отпечатано в Издательско-полиграфическом центре
Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, Политехническая ул., д. 29.
Телефон 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

Founders:
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SAINT-PETERSBURG RESEARCH CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Vol. 19 No. 2 2026

Founded in 2008

Publication frequency: quarterly

ISSN 2073-6673 (Print)

ISSN 2782-5221 (Online)

*The Journal is published under conduction
of the Department of Earth Sciences RAS*

Editor-in-Chief
Corresponding Member of RAS
Anatoly A. Rodionov

Certificate of registration of the journal in the form of printed media № ΦC77-69420 of 14.04.2017
Certificate of registration of the journal in the form of online media № ΦC77-83580 of 13.07.2022

Address of the editorial office and publisher: Russia, St. Petersburg, 199034,
St. Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences
Universitetskaya Nab., 5
Phone: +7(812) 328-50-66
E-mail: nsgf2008@yandex.ru
<https://hydrophysics.spbrc.ru>

Editing: *A. V. Storozhevykh*

Production of the original layout: *N. V. Staseeva*

Signed for printing: 28.06.2026. Issued: 30.06.2026. Format: $60 \times 84\frac{1}{8}$.
Digital printing. Printed sheets: 13.72. Circulation: 50 pcs. Order No. 3765.

Publishing and printing center of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University
195251, St. Petersburg, Polytechnicheskaya Ul., 29.
Phone: 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

© Russian Academy of Sciences, 2026

© Saint-Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2026

© Composition. Editorial Board of the Journal 'Fundamental and Applied Hydrophysics', 2026

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Алексеев Генрих Васильевич*, д.г.н. (ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург)
- Белоненко Татьяна Васильевна*, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Долин Лев Сергеевич*, к.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Ерёмина Татьяна Рэмовна*, к.ф.-м.н. (Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург)
- Журбас Виктор Михайлович*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Завьялов Петр Олегович*, член-корреспондент РАН (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Зацепин Андрей Георгиевич*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Зимин Алексей Вадимович*, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Керимов Ибрагим Ахмедович*, д.ф.-м.н., академик Академии наук Чеченской Республики (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва)
- Крюков Юрий Семенович*, д.т.н. (ФГУП Научно-исследовательский институт прикладной акустики, Дубна)
- Кустова Елена Владимировна*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Малый Владимир Владимирович*, д.т.н. (Санкт-Петербургский институт информатики РАН, Санкт-Петербург)
- Митник Леонид Моисеевич*, д.ф.-м.н. (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток)
- Морозов Евгений Георгиевич*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Пелиновский Ефим Наумович*, д.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Рябченко Владимир Алексеевич (зам. главного редактора)*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Смирнов Валентин Георгиевич*, д.и.н. (ФКУ «Российский государственный архив Военно-Морского Флота», Санкт-Петербург)
- Софьина Екатерина Владимировна (ответственный секретарь)*, к.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Стурова Изольда Викторовна*, д.ф.-м.н. (Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск)
- Суторихин Игорь Анатольевич*, д.ф.-м.н. (Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул)
- Чаликов Дмитрий Викторович*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Широкова Вера Александровна*, д.г.н. (Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

- Бабанин Александр Владимирович* (Мельбурнский Университет, Мельбурн, Австралия)
- Бондур Валерий Григорьевич*, академик РАН (Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга «Аэрокосмос», Москва, Россия)
- Вильнит Игорь Владимирович* (АО Центральное конструкторское бюро морской техники «Рубин», Санкт-Петербург, Россия)
- Голицын Георгий Сергеевич*, академик РАН (Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия)
- Гусев Андрей Вадимович* (АО «Морские неакустические комплексы и системы», Санкт-Петербург, Россия)
- Дорофеев Владимир Юрьевич* (АО Санкт-Петербургское морское бюро машиностроения «Малахит», Санкт-Петербург, Россия)
- Зосимов Виктор Васильевич* (ФГУП Научно-исследовательский институт прикладной акустики, Дубна, Россия)
- Кортаев Геннадий Константинович*, член-корреспондент РАН (Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия)
- Кай Мюрберг* (Финский институт окружающей среды, Хельсинки, Финляндия)
- Нигматулин Роберт Искандерович*, академик РАН (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия)
- Пешехонов Владимир Григорьевич*, академик РАН (АО Концерн «Центральный научно-исследовательский институт «Электроприбор», Санкт-Петербург, Россия)
- Рудской Андрей Иванович*, академик РАН (Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Санкт-Петербург, Россия)
- Румянцев Владислав Александрович*, академик РАН (Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, Россия)
- Селезнев Игорь Александрович* (АО Концерн «Океанприбор», Санкт-Петербург, Россия)
- Соомере Тармо*, академик (Президент Эстонской академии наук, Таллин, Эстония)
- Филатов Николай Николаевич*, член-корреспондент РАН (Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия)
- Филимонов Анатолий Константинович* (АО Концерн «Морское Подводное Оружие — Гидроприбор», Санкт-Петербург, Россия)

EDITORIAL BOARD

- Aleksei V. Zimin*. Dr.Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Andrey G. Zatsepin*. Dr.Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia
- Dmitry V. Chalikov*. Dr. Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Efim N. Pelinovsky*. Dr. Sci., Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia
- Ekaterina V. Sofina (Executive Secretary)*. Cand.Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Elena V. Kustova*. Dr. Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Evgeniy G. Morozov*. Dr. Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Genrikh V. Alekseev*. Dr. Sci., Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
- Ibragim A. Kerimov*, Dr. Sci., Academician of the Academy of Sciences of the Chechen Republic (Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia)
- Igor A. Sutorikhin*. Dr. Sci., Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia
- Izolda V. Sturova*. Dr. Sci., Lavrentyev Institute of Hydrodynamics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia
- Leonid M. Mitnik*. Dr. Sci., V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
- Lev S. Dolin*. Cand.Sci., Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia
- Pyotr O. Zavyalov*. Corresponding member of RAS, P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Tatyana R. Yeremina*. Cand.Sci., Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia
- Tatyana V. Belonenko*. Dr. Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Valentin G. Smirnov*, Dr. Sci., Russian State Naval Archives, St. Petersburg, Russia
- Vera A. Shirokova*, Dr. Sci., S.I. Vavilov Institute for the History of Science and Technology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Victor M. Zhurbas*. Dr.Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Vladimir A. Ryabchenko (Deputy Chief Editor)*. Dr. Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Vladimir V. Malyj*. Dr. Sci., St. Petersburg Institute for Informatics and Automation, St. Petersburg, Russia
- Yuri S. Kryukov*. Dr. Sci., Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

EDITORIAL COUNCIL

- Alexander V. Babanin*. The University of Melbourne, Melbourne, Australia
- Anatoly K. Filimonov*. JSC "Concern "Sea underwater weapon — Gidropribor", St. Petersburg, Russia
- Andrey I. Rudskoy*. Academician of RAS, Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University, St. Petersburg, Russia
- Andrey V. Gusev*. JSC "Morskiye Neakusticheskiye Kompleksy i Sistemy", St. Petersburg, Russia
- Gennadiy K. Korotaev*. Corresponding member of RAS, Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
- Georgy S. Golitsyn*. Academician of RAS, A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Igor A. Seleznev*. JSC "Concern "Oceanpribor", St. Petersburg, Russia
- Igor V. Vilnit*. JSC "Central Design Bureau for Marine Engineering "Rubin", St. Petersburg, Russia
- Kai Myrberg*. Finnish Environment Institute, Helsinki, Finland
- Nikolay N. Filatov*. Corresponding member of RAS, Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
- Robert I. Nigmatulin*. Academician of RAS, P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Tarmo Soomere*. Academician of EAS, President of the Estonian Academy of Sciences, Tallinn, Estonia
- Valery G. Bondur*. Academician of RAS, AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia
- Vladimir G. Peshekhonov*. Academician of RAS, JSC "Concern CSRI Elektropribor", St. Petersburg, Russia
- Vladimir Yu. Dorofeev*. JSC "St. Petersburg Marine Design Bureau "MALACHITE", St. Petersburg, Russia
- Vladislav A. Rumyantsev*. Academician of RAS, St. Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Victor V. Zosimov*. Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Фундаментальные вопросы гидрофизики

- Журбас В.М., Кузьмина Н.П. Проникновение мезомасштабных вихрей, образующихся на поверхности, в океаническую абиссаль (численные эксперименты) (на англ. яз.) 8
- Ингель Л.Х. Об эффекте обращения направления конвекции при турбулизации двухкомпонентной жидкости 19

Гидрофизические и биогеохимические поля и процессы

- Демышев С.Г., Дымова О.А. Моделирование циркуляции Черного моря с использованием схем аппроксимации, обладающих дискретными квадратичными инвариантами 26
- Родионов А.А., Клеванная М.К., Ванкевич Р.Е., Вольцингер Н.Е., Романенков Д.А. Моделирование приливной динамики пролива Буссоль 41
- Муравья В.О., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Анисимов И.М., Белоусов В.А., Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б. Результаты измерений концентрации метана в атмосфере над западными морями Российской Арктики и сопоставление их с данными подводной видеосъемки 52

Гидроакустика

- Широков В.А., Баженова А.И., Милич В.Н. Экспериментальное исследование возможностей локализации подводных объектов в зоне Френеля с использованием виртуальной линейной антенной решетки в опытовом бассейне 64

Гидрооптика

- Маринюк В.В., Павлова М.А., Rogozкин Д.Б., Шеберстов С.В. Аналитическая модель диффузного отражения света от водной среды с резкоанизотропным рассеянием 77
- Титов В.И., Антонов А.А., Баханов В.В., Разумов Д.Д. Реконструкция профиля уклонов водной поверхности с помощью сканирующего гиперспектрометра: натурные эксперименты 90

Техническая гидрофизика

- Фетисов С.В., Чубаренко И.П. Оценка эффективности моделей машинного обучения для прогнозирования выбросов морского мусора на берег: использование автономной видеокамеры и данных реанализа (на англ. яз.) 102

Хроника

- К 90-летию Геннадия Степановича Малышкина 117

CONTENTS

Fundamental issues of hydrophysics

- Zhurbas V.M., Kuzmina N.P.* Penetration of surface-generated mesoscale eddies into oceanic abyssal (numerical experiments) 8
- Ingel L.Kh.* On the effect of convection reversal during turbulation of a two-component fluid 19

Hydrophysical and biogeochemical fields and processes

- Demyshev S.G., Dymova O.A.* Modeling of the Black Sea circulation using approximation schemes with discrete quadratic invariants 26
- Rodionov A.A., Klevannaya M.K., Vankevich R.E., Voltzinger N.E., Romanenkov D.A.* Modeling tidal dynamics of the Bussol Strait 41
- Muravya V.O., Pankratova N.V., Belikov I.B., Anisimov I.M., Belousov V.A., Shtabkin Yu.A., Moiseenko K.B.* Results of methane concentration measurement in the atmosphere over the western seas of the Russian Arctic and their comparison with underwater video data 52

Hydroacoustics

- Shirokov V.A., Bazhenova A.I., Milich V.N.* Experimental study of the possibilities of localizing underwater objects in the Fresnel Zone based on the virtual linear antenna array modeling in a test tank 64

Hydrooptics

- Marinyuk V.V., Pavlova M.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V.* Analytical model for diffuse light reflection from an aqueous highly-forward-scattering medium 77
- Titov V.I., Antonov A.A., Bakhanov V.V., Razumov D.D.* Reconstruction of the water surface slope profile using a scanning hyperspectrometer: field experiments 90

Technical hydrophysics

- Fetisov S.V., Chubarenko I.P.* Evaluating the performance of machine learning models for prediction of marine litter beaching: using autonomous video camera and reanalysis data 102

Chronicles

- On the 90th anniversary of Gennady Stepanovich Malyshkin 117



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-1)

EDN <https://elibrary.ru/bvmxvu>

УДК 551.465

© V. M. Zhurbas*, N. P. Kuzmina, 2026

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia

*zhurbas@ocean.ru

Penetration of surface-generated mesoscale eddies into oceanic abyssal (numerical experiments)

Received 23.12.2025, Revised 23.04.2026, Accepted 29.04.2026

Abstract

Several series of numerical experiments were conducted to generate a mesoscale eddy in a deep rotating basin (4000 m deep) with stratification typical of mid- and low-latitude of the World Ocean, including an upper mixed layer, a density jump layer, and a main pycnocline. A sea level anomaly driven by Ekman transport convergence was created at the basin's center by specifying a wind stress configuration typical for a stationary atmospheric anticyclone. Due to geostrophic adjustment, the resulting pressure anomaly generated an anticyclonic baroclinic eddy in the basin, the rotation velocity of which decreased with depth.

Numerical experiments varying the horizontal scale of the eddy, the Coriolis frequency, and the stratification parameters yielded a universal relationship between the ratio of the rotation velocity in the surface and bottom layers and the ratio of the horizontal scale of the eddy to the first baroclinic Rossby radius of deformation. Comparing this universal relationship with published estimates of the horizontal scale of mesoscale eddies in the World Ocean from altimetry and shipboard measurements revealed that at low- and mid-latitudes, the rotation velocity typically weakens with depth by more than 80 %. In the presence of a bottom topography disturbance in the form of an abyssal channel under a mesoscale baroclinic eddy, a current arises in the channel whose velocity is significantly higher than the bottom velocity in the undisturbed eddy. The velocity disturbance caused by the abyssal channel is not limited to the channel itself, but reaches the surface, provided that the width of the channel exceeds the first baroclinic Rossby radius of deformation.

Keywords: surface-generated mesoscale eddy, Ekman transport convergence, sea level anomaly, first baroclinic Rossby radius of deformation, abyssal flow, numerical modelling

© В. М. Журбас*, Н. П. Кузьмина, 2026

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

*zhurbas@ocean.ru

Проникновение мезомасштабных вихрей, образующихся на поверхности, в океаническую абиссаль (численные эксперименты)

Статья поступила в редакцию 23.12.2025, после доработки 23.04.2026, принята в печать 29.04.2026

Аннотация

Проведено несколько серий численных экспериментов с генерацией мезомасштабного вихря в глубоком вращающемся бассейне (глубина 4000 м) со стратификацией, типичной для средних и низких широт Мирового океана, включая верхний перемешанный слой, слой скачка плотности и основной пикноклин. В центре бассейна создавалась аномалия уровня моря, обусловленная конвергенцией переноса Экмана, путем задания конфигурации ветрового напряжения, типичной для стационарного атмосферного антициклона. Вследствие геострофического приспособления аномалия давления порождала в бассейне антициклонический бароклинный вихрь, скорость вращения которого уменьшалась с глубиной.

Ссылка для цитирования: Журбас В.М., Кузьмина Н.П. Проникновение мезомасштабных вихрей, образующихся на поверхности, в океаническую абиссаль (численные эксперименты) // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 8–18. EDN BVMXVU. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-1)

For citation: Zhurbas V.M., Kuzmina N.P. Penetration of surface-generated mesoscale eddies into oceanic abyssal (numerical experiments). *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026:19(2);8–18. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-1)

Численные эксперименты с варьированием горизонтального масштаба вихря, частоты Кориолиса и параметров стратификации позволили установить универсальную зависимость между отношением скорости вращения в поверхностном и придонном слоях и отношением горизонтального масштаба вихря к первому бароклинному радиусу деформации Россби. Сравнивая это универсальное соотношение с опубликованными оценками горизонтального масштаба мезомасштабных вихрей в Мировом океане, полученными на основе альтиметрии и судовых измерений, было установлено, что в низких и средних широтах скорость вращения в мезомасштабных вихрях обычно ослабевает с глубиной более чем на 80 %. При наличии возмущения топографии дна в виде абиссального канала под мезомасштабным бароклинным вихрем, в канале возникает течение, скорость которого значительно выше, чем придонная скорость в невозмущенном вихре. Возмущение скорости, вызванное абиссальным каналом, не ограничивается самим каналом, а достигает поверхности при условии, что ширина канала превышает первый бароклинный радиус деформации Россби.

Ключевые слова: генерация мезомасштабных вихрей воздействием ветра, конвергенция переноса Экмана, аномалия уровня моря, первый бароклинный радиус деформации Россби, абиссальное течение, численное моделирование

1. Introduction

Baroclinic instability of geostrophic currents is considered a major cause of mesoscale eddy generation in the ocean [1, 2]. It is natural to expect that the penetration depth of the eddies is determined by the penetration depth of the geostrophic current subjected to baroclinic instability. Thus, according to in situ measurements, the Agulhas anticyclonic rings travelling in the South Atlantic to northwest from the Agulhas retroflection region reach depths of 1000–1500 m and ventilate this entire layer [3, 4].

Kelley and Weatherly [5] compared in situ measurements of near-bottom currents at depths greater than 4900 m at the base of the continental rise south of Nova Scotia with satellite data on the location of Gulf Stream frontal meanders and rings. They found that, despite the existence of the Deep Western Boundary Current, which flows counter to the Gulf Stream, energetic fluctuations in the bottom layer with time scales of 30–90 days coincided with, and most probably resulted from, the movement of Gulf Stream meanders and rings. The passage of an anticyclonic mesoscale eddy in the South China Sea through of an ADCP mooring site caused a coherent increase in current velocity to 50 cm/s and 5 cm/s in the surface layer at a depth of 75 m and the bottom layer at a depth of 3525 m, respectively [6].

Frey et al. [7] reported a correlation between sea level anomalies from altimetry data [8] and the current velocity in the Vema abyssal channel of the South Atlantic based on ADCP measurements at moored stations [9]. Based on this correlation, the authors concluded that processes at the ocean surface have a more significant connection with the bottom circulation than it was considered earlier.

In addition to depth-coherent rotation velocities, surface mesoscale eddies can excite sub-inertial and near-inertial oscillations throughout the entire water column, enhancing turbulent mixing in the bottom layer [10].

Mesoscale eddies can also be generated by spatiotemporal wind inhomogeneities that shape sea level anomalies due to Ekman transport convergence/divergence [2]. Aleynik et al. [11] and Purkiani et al. [12] used a combination of satellite and in situ observations to assess the relationship between deep-sea current variability in the eastern tropical North Pacific and mesoscale eddies generated by intense gusts passing through gaps in the Sierra Madre Mountains of Central America. They found that the passage of large, long-lived anticyclonic eddies with diameter of 400 km caused depth-coherent current velocity fluctuations reaching 5 cm/s in the bottom layer at a depth of 4000 m.

This paper presents the results of systematic idealized numerical experiments on eddy generation in a circular deep rotating basin with stratification typical for mid-latitudes of the World Ocean by a non-uniform wind stress applied to the basin surface. The aim of the study is to determine the dependence of the vortex velocity in the bottom layer on such key parameters as the vortex velocity in the surface layer, the horizontal scale of the eddy, stratification characteristics, and the Coriolis parameter.

2. Numerical experiment setup

The scheme of idealized numerical experiments on eddy generation from the surface is shown in Fig. 1. Consider a circular rotating basin with a diameter of $2R_{basin} = 750, 1500, 3000, \text{ or } 6000 \text{ km}$ and a constant depth of $H = 4000 \text{ m}$ with horizontally uniform initial density stratification. A tangential wind stress is applied to the basin surface, simulating an atmospheric anticyclone with a radius of $R_{wind} \ll R_{basin}$ at the basin center

$$\tau_{\varphi} = \tau_{\max} \frac{r}{R_{wind}} \exp\left(\frac{1}{2} - \frac{r^2}{2R_{wind}^2}\right), \quad \tau_r = 0, \quad R_{wind} \ll R_{basin}, \quad (1)$$

where r is the radial coordinate (distance from the basin center), φ is the tangential coordinate (counterclockwise angle), τ_{φ} , τ_r are the tangential and radial components of the wind stress, respectively, $\tau_{\max}$ is the maximum value of

the wind stress, which, according to Eq. (1), is achieved when $r = R_{wind}$. The wind stress (1) acts for a time interval $t_{wind} = 12$ days and then ceases ($\tau_\phi = 0$ when $t > t_{wind}$). The condition $\tau_{max} > 0$ in Eq. (1) corresponds to clockwise wind rotation, which, with a positive value of the Coriolis parameter $f > 0$, creates a convergence of the Ekman transport in the surface layer in the basin center and a corresponding increase in the water level. Due to geostrophic balance, a rise in the level in the center of the basin leads to the formation of an anticyclonic eddy in the water with a radius R_{eddy} comparable to R_{wind} : $R_{eddy} \approx R_{wind}$. The value of τ_{max} was selected such that the maximum water velocity in the created eddy shortly after the end of the wind action (more precisely, at $t = 16$ days) was of the order of 1 m/s. Note that for a wind duration of $t_{wind} = 12$ days, the velocity field in the basin is analyzed somewhat later, at $t = 16$ days, to allow the Ekman drift to decay and only the geostrophic component to remain.

There are no heat and salt fluxes across the basin boundaries.

An initial density stratification typical for low- and mid-latitudes of the World Ocean with an upper mixed layer (ML), a jump layer, and a main pycnocline is specified analytically using vertical profiles of potential temperature T and salinity S of the form

$$T(x, y, z) = \begin{cases} T_0 & \text{for } 0 \geq z \geq -h \\ T_1 - (T_1 - T_2) \left(\frac{-z - h}{H - h} \right)^{0.5} & \text{for } -h > z \geq -H \end{cases}, \quad S(x, y, z) = 35 \text{ ppt}, \quad (2)$$

where T_0 and h are the temperature and depth of the ML, $(T_0 - T_1)$ is the temperature difference across the jump layer, T_2 is the temperature at the bottom, $T_0 > T_1 > T_2$, the z -axis is directed upward and $z = 0$ on the undisturbed surface of the basin. We set the ML depth to $h = 100$ m, and the basin depth to $H = 4000$ m. Numerical experiments were carried out with two types of stratification of the form Eq. (2): strong stratification ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C) and weak stratification ($T_0, T_1, T_2 = 15, 10, 5$ °C).

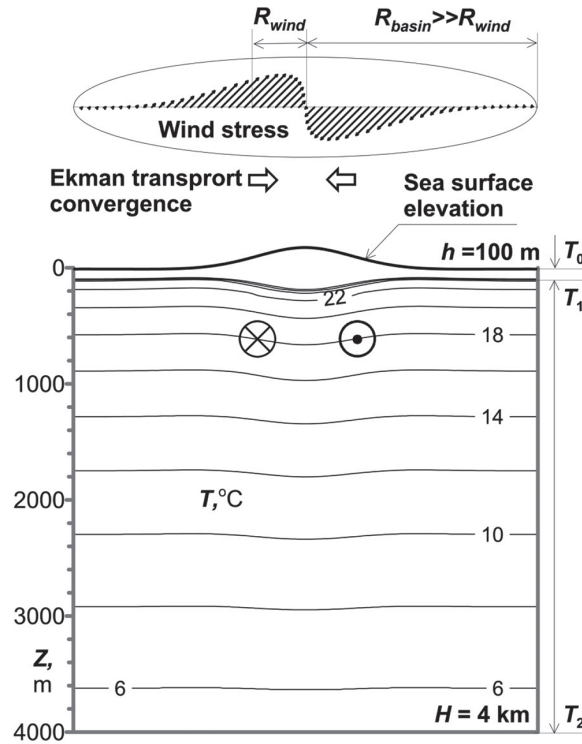


Fig. 1. Setup of idealized numerical experiments on eddy generation from the surface

The Princeton Ocean Model (POM) [13] is used as a tool for the numerical experiments. The POM codes are freely available through <https://www.pomusers.org>. The finite difference grid of the model is $[IM \times JM] = [301 \times 301]$, the grid step is $dx = dy = 2.5, 5, 10$, and 20 km for a basin diameter of 750, 1500, 3000, and 6000 km, respectively, the number of sigma layers vertically is 68. The thickness of the sigma layers varies from 10 m in the near-surface and near-bottom layers of 200 m depth, reaching 150 m at the intermediate layer away from the surface and bottom.

Numerical experiments are conducted on the f -plane (the Coriolis parameter is constant over the basin — the beta effect is excluded). The primary focus is on experiments generating anticyclonic eddies, assuming similar results for cyclonic eddies.

3. Results

3.1. Experiment in a non-stratified basin

Before examining the experimental results in a stratified basin, we present, for comparison, an example of calculations for a non-stratified basin with an atmospheric vortex radius of $R_{wind} = 178.4$ km (Fig. 2). The rotation velocity of the eddy formed in the basin is found to be constant across the basin depth except for an Ekman boundary layer of several tens of meters thick where the rotation decreases to zero at the seabed. The maximum velocity decreases by a factor of 2 over 104 days (from 19 cm/s to 9.5 cm/s over the period from $t = 16$ days to $t = 120$ days). Under geostrophic balance, the velocity is proportional to the horizontal pressure gradient, so the constancy of the velocity across the depth means that the pressure anomaly at the bottom $z = -H$ remains the same as at the undisturbed surface $z = 0$.

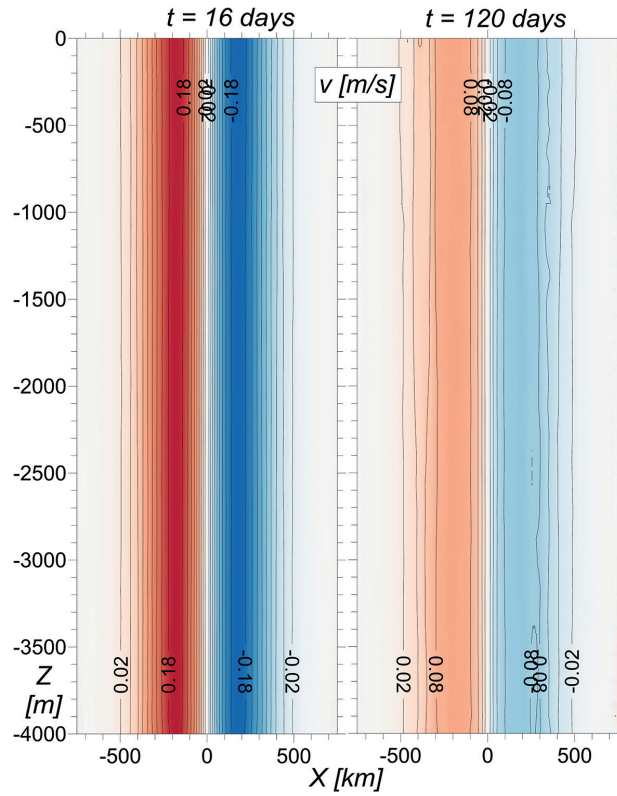


Fig. 2. Velocity vs distance and depth at $t = 16$ and 120 days for a section through the center of a non-stratified basin in an experiment with $R_{wind} = 178.4$ km and $f = 1.454 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$

3.2. Experiments in a stratified basin with flat bottom

An eddy generated in a stratified basin in the same manner as the eddy in a non-stratified basin shown in Fig. 2 is illustrated in Fig. 3. The presence of density stratification led to significant changes in the structure and evolution of the eddy relative to the case without stratification. First, due to the presence of density stratification, the water rotation velocity in the eddy now decreases with depth from 0.34 m/s at the surface to 0.17 m/s at the bottom immediately after the end of the formation period ($t = 16$ days). In accordance with geostrophic balance, isopycnals (isotherms) in the anticyclonic eddy deepen, partially compensating for the barotropic pressure anomaly created by the water level elevation. Secondly, in the surface layer, the eddy decays very slowly: by the time $t = 120$ days, the maximum velocity decreases by only 15 %, from 0.34 m/s to 0.29 m/s. Thirdly, the maximum velocity in the deep layer decreases faster than in the surface layer: the decrease is 53 %, from 0.17 m/s to 0.08 m/s (i. e., the eddy undergoes “baroclinization”).

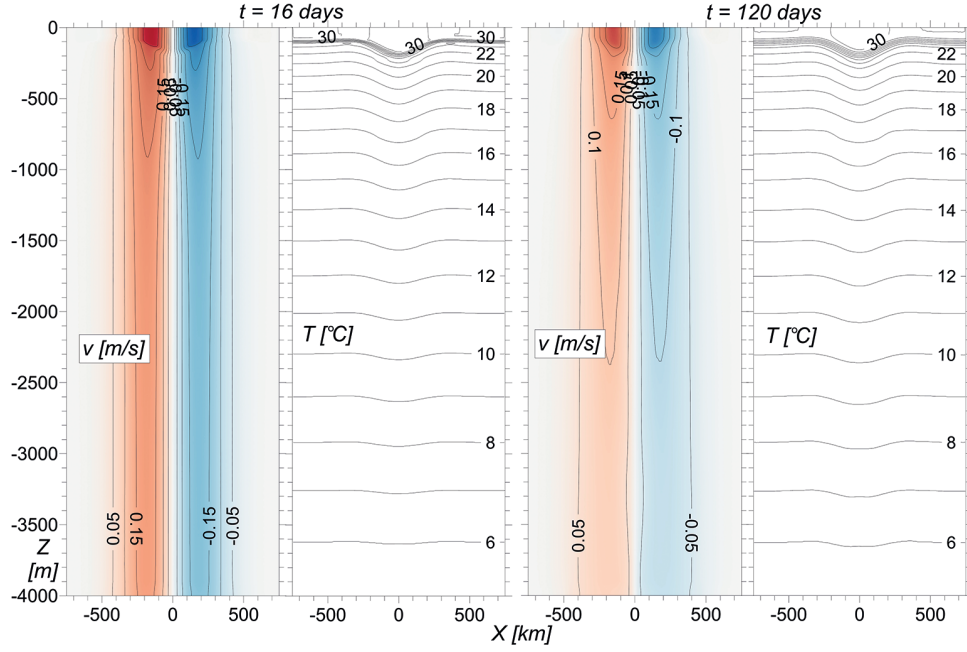


Fig. 3. Velocity vs distance and depth at $t = 16$ and 120 days for a section through the center of a highly stratified basin ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C) in an experiment with $R_{wind} = 178.4$ km and $f = 1.454 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$

The numerical experiments in a stratified basin have shown that the depth penetration of surface-generated baroclinic eddies largely depend on the horizontal scale of the eddy: the larger the scale, the deeper the penetration (see Fig. 4 as an example). For strong stratification ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C) and Coriolis parameter of $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, the ratio of maximum rotation velocity in the bottom and surface layers, $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, was estimated at 0.014 for $R_{wind} = 50$ km (Fig. 4a) and 0.89 for $R_{wind} = 800$ km (Fig. 4b).

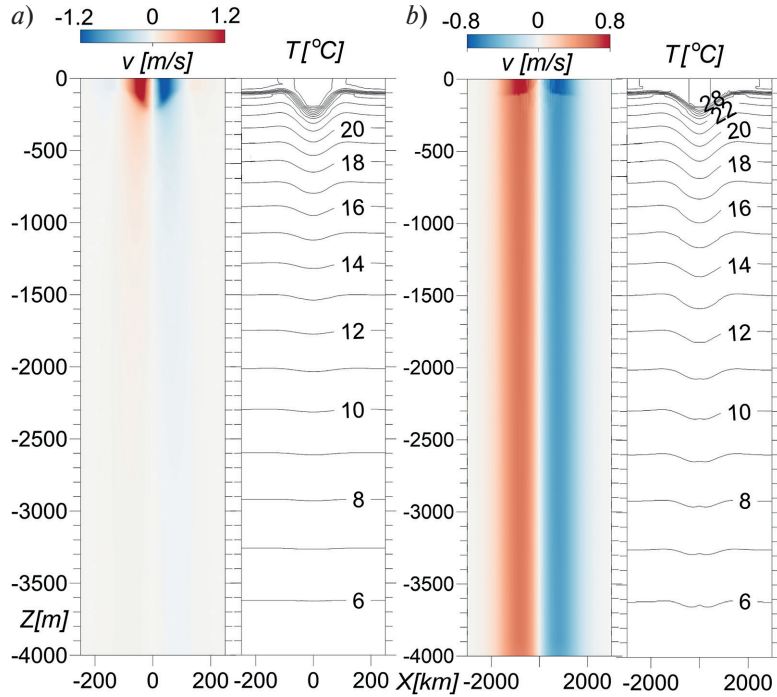


Fig. 4. Vertical section of velocity and potential temperature through the center of a highly stratified basin ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C) at $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ and $t = 16$ days in experiments with $R_{wind} = 50$ km (a) and 800 km (b)

To determine the dependence of $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$ on key parameters, such as the horizontal scale of the eddy, stratification characteristics, and the Coriolis parameter, 4 series of numerical experiments were carried out. Three series were with a strong stratification ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C) and $f = (1, 1.454, \text{ and } 2) \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, respectively, and one series with a weak stratification ($T_0, T_1, T_2 = 15, 10, 5$ °C) and $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. In each series, the characteristics of the anticyclonic eddy generated in the basin by wind stress of type Eq. (1) were computed at $R_{\text{wind}} = 25, 37.5, 50, 75, 100, 135, 178.4, 200, 300, 400, 600, 800$ and 1000 km .

It is expected that the horizontal scale of the eddy, L_{eddy} , is roughly proportional to the characteristic size of the inhomogeneity in the wind stress field $L_{\text{eddy}} \sim R_{\text{wind}}$. However, in order to properly process the results of numerical experiments, it is necessary to introduce some formal definition of L_{eddy} . In [14], when processing altimetry data, L_{eddy} was introduced through the Okubo-Weiss parameter W , which is a measure of the relative contribution of deformation and rotation and is defined as the sum of the squares of the normal and shear components of deformation minus the square of the relative vorticity, estimated from the sea level field using the geostrophic relation. In the case of a divergence-free horizontal velocity field, the Okubo-Weiss parameter is reduced to

$$W = 4 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} \right]. \quad (3)$$

Chelton et al. [14] defined L_{eddy} as the diameter of a circle with an area equal to the area of a closed region in which the condition $W < -2 \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$ is satisfied. In the case of a divergence-free axisymmetric eddy, in cylindrical coordinates, we have $v_\varphi(r, \varphi) = v_\varphi(r)$, $v_r(r, \varphi) = 0$ and Eq. (3) is reduced to

$$W = -4 \frac{v_\varphi}{r} \frac{\partial v_\varphi}{\partial r}. \quad (3')$$

According to (3'), in a divergence-free axisymmetric eddy, the contour $W = 0$ coincides with the contour of the rotation velocity extremum, where $\partial v_\varphi / \partial r = 0$. Therefore, by analogy with [14], in our numerical experiments we introduce L_{eddy} as the diameter of a circle with an area equal to the area of the closed region in which the condition $W < 0$ is satisfied for horizontal velocity field in the surface layer. As calculations have shown, in our numerical experiments the estimates of L_{eddy} through the Okubo-Weiss parameter practically coincided with the estimates through the rotation velocity extremum.

In each of the four series of experiments, it was found that with increasing L_{eddy} , the ratio $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$ increases within the range from 0 to 1 (Fig. 5a). For the same values of f and $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, the horizontal scale of the eddy L_{eddy} increases with increasing stratification (compare series 1 and 4 in Fig. 5a), and for the same stratification and the same value of $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, the horizontal scale of the eddy L_{eddy} increases with decreasing f (compare series 1, 2, and 3 in Fig. 5a). Such a behavior of the dependences $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$ versus L_{eddy} in Fig. 5a allows us to assume that these dependences will converge provided that we replace the dimensional argument L_{eddy} with the dimensionless argument L_{eddy}/R_{B1} , where R_{B1} is the first mode of the baroclinic Rossby radius of deformation. To calculate $R_{B1} \equiv c / |f|$, we need to find the largest eigenvalue c of the problem

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{N^2(z)}{c^2} w = 0, \quad (4)$$

$$w = 0 \text{ at } z = 0, -H, \quad (5)$$

where $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$ is the second z -derivative of a variable w and $N^2(z)$ is the vertical profile of the square of the buoyancy frequency calculated from the initial (undisturbed) vertical profiles of temperature and salinity (Eq. 2). Physically, the parameter c is equivalent to the phase velocity of the first mode of a long baroclinic gravity wave in a non-rotating continuously stratified fluid [15, 16]. To calculate c , the differential equation (3) with the condition on the surface, $w = 0$, $\frac{\partial w}{\partial z} = 1$ at $z = 0$, was repeatedly numerically integrated using the Runge-Kutta scheme with trial values of c . In this way, the maximum value of the parameter c was selected at which the condition on the bottom, $w = 0$ at $z = -H$, was satisfied. For series of numerical experiments 1, 2, 3, and 4, the values of R_{B1} were found to be 36.15, 24.86, 18.07, and 15.44 km, respectively.

It should be noted that an approximate analytical solution to problem Eq. (4)–(5) can be obtained using the WKB method, which yields the following expression for the discrete set of modes of the baroclinic Rossby radius of deformation [16]

$$R_{Bm} \approx R_{Bm}^{WKB} = \frac{1}{|f|m\pi} \int_{-H}^0 N(z) dz, \quad m = 1, 2, 3, \dots \quad (6)$$

When setting the vertical profile of potential density, calculated from the potential temperature profiles Eq. (2), in the form of a series with a vertical step of $\Delta z = 1$ m, the estimates of R_{Bm}^{WKB} from Eq. (6) were positively biased relative to estimates of R_{B1} from a numerical solution of Eq. (4)–(5) by less than 3 %.

After normalizing L_{eddy} to R_{B1} , the dimensionless curves $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$ versus L_{eddy}/R_{B1} , obtained in series of numerical experiments 1, 2, 3, and 4, practically coincided (see Fig. 5b).

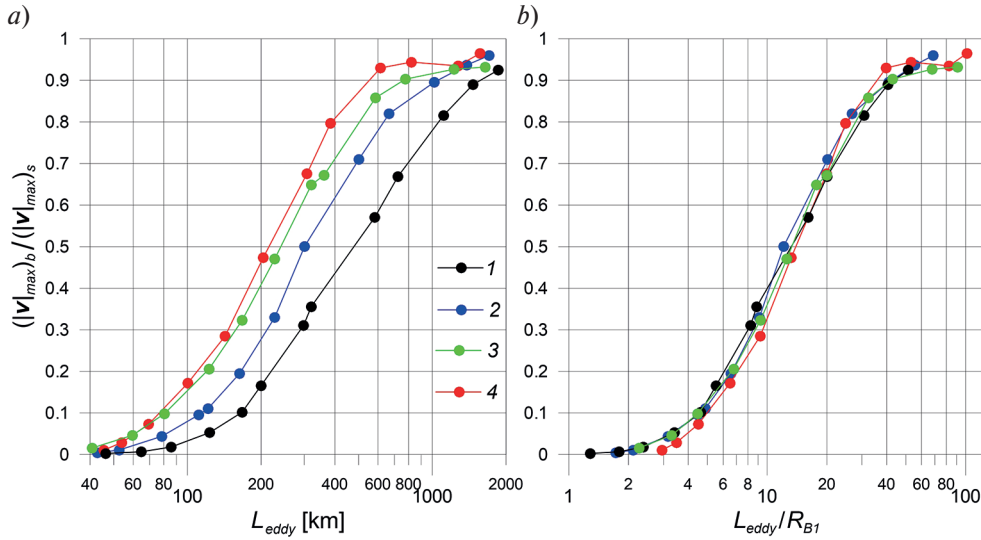


Fig. 5. The ratio of the maximum rotation velocities in the bottom and surface layers, $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, versus the horizontal scale of the eddy L_{eddy} (a). b — the same as (a), but with L_{eddy} normalized to the first baroclinic Rossby radius of deformation R_{B1} . Numbers 1–4 designate series of numerical experiments with the following parameters: 1 — strong stratification ($T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C), $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $R_{B1} = 36.15$ km; 2 — strong stratification, $f = 1.454 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $R_{B1} = 24.86$ km; 3 — strong stratification, $f = 2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $R_{B1} = 18.07$ km; 4 — weak stratification ($T_0, T_1, T_2 = 15, 10, 5$ °C), $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $R_{B1} = 15.44$ km

3.3. Experiments in a stratified basin with abyssal channel

To determine whether the sea level anomaly and the associated mesoscale eddy could influence the flow in the abyssal channel, some of the above-mentioned numerical experiments were reproduced with a bottom topography simulating an abyssal channel with a depth of $h_{\text{channel}} = 100$ m relative to a flat bottom at $H = 4000$ m (see Fig. 6a). The channel cross-section was specified using a Gaussian function

$$H'(y) = H + h_{\text{channel}} \cdot \exp\left[-\left(\frac{2y}{D}\right)^2\right], \quad (7)$$

where D is the channel width, determined by the decrease of its depth by $e = 2.718...$ times relative to the maximum value of h_{channel} .

As an example, Fig. 6 presents results of an experiment at $D = 120$ km, $h_{\text{channel}} = 100$ m, $T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C, $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $R_{\text{wind}} = 178.4$ km, $L_{eddy} = 298.1$ km, $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s = 0.31$, $(|v|_{\max})_s = 0.45$ m/s, $(|v|_{\max})_b = 0.14$ m/s. The presence of the abyssal channel causes a strong disturbance of the velocity field of the mesoscale eddy in the bottom layer just above the channel (see Fig. 6, b and c). Initially (on the northern slope of the channel), the oncoming flow deviates slightly towards the center (the radial velocity component is slightly negative ($v_r|_{\min} =$

$= -0.06$ m/s), then on the southern slope the flow direction deviates away from the center with a strong increase in the radial component and the modulus of the current velocity ($v_r|_{\max} = 0.26$ m/s and $|v|_{\max} = 0.27$ m/s, accordingly). After passing through the channel, the current again acquires a weak component towards the center ($v_r|_{\min} = -0.06$ m/s) and finally returns to the undisturbed state ($v_r \approx 0$, $|v|_{\max}^b \approx 0.14$ m/s). Note that the maximum value of the radial component of the current velocity in the abyssal channel, $v_r|_{\max} = 0.26$ m/s, is almost 2 times higher than the maximum velocity in the bottom layer of the undisturbed eddy $|v|_{\max}^b = 0.14$ m/s. It is important to note that the velocity disturbance caused by the abyssal channel is not limited to the bottom layer, but spreads upward, weakening with distance from the bottom up to the density jump layer and increasing further in the ML to a value characteristic for the bottom layer disturbance and even above it (Fig. 6, *c* and *d*). Such dynamical feature is most probably related to the conservation of potential vorticity in the water column above the bottom topography anomaly.

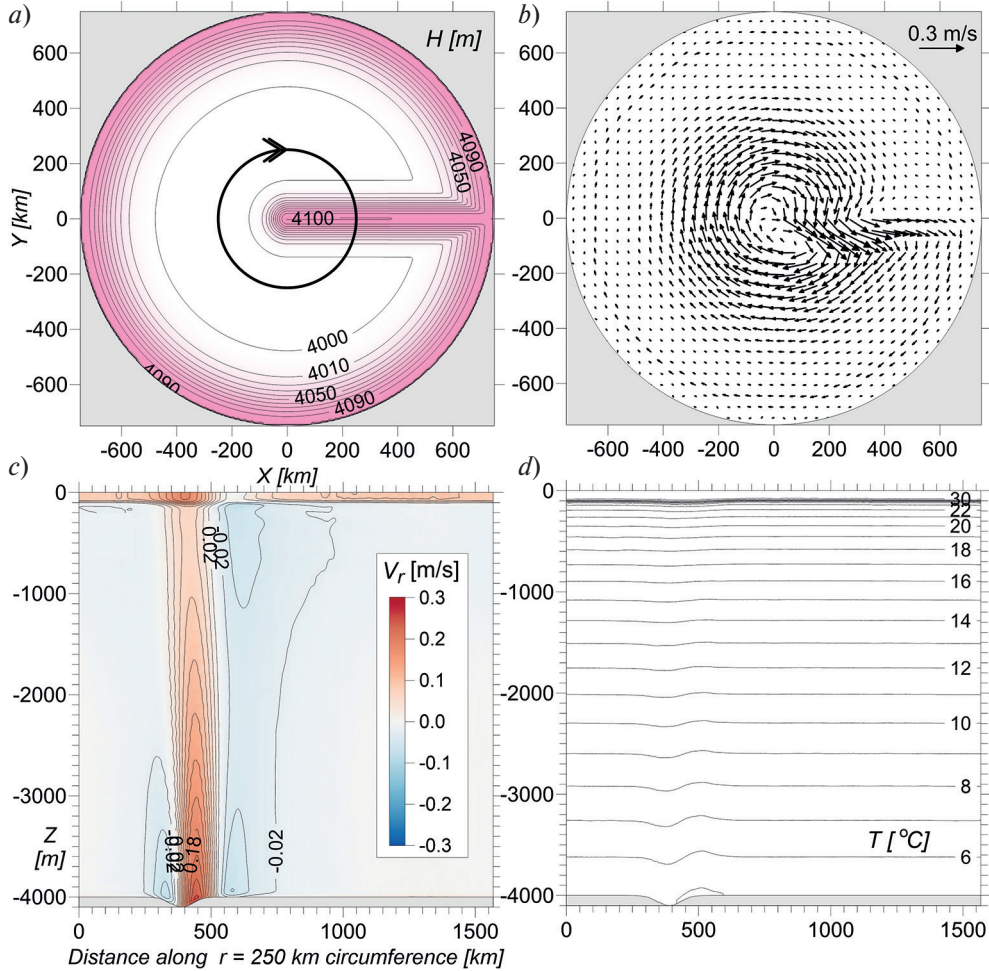


Fig. 6. Results of the experiment with the abyssal channel at $D = 120$ km, $h_{\text{channel}} = 100$ m, $T_0, T_1, T_2 = 30, 25, 5$ °C, $f = 1 \times 10^{-4}$ s $^{-1}$, $R_{\text{wind}} = 178.4$ km. *a* — bathymetry of the basin; *b* — plane view of current velocity at a distance of 50 m above the bottom; *c* and *d* — radial component of current velocity and temperature, respectively, versus distance and depth on a vertical section along a circle of radius $r = 250$ km. This circle is shown in Fig. 6a by a thick line with a double arrow. The distance along the circle is measured from north in a clockwise direction

The numerical experiments have shown that the magnitude of the velocity perturbation caused by the abyssal channel mainly depends on the channel depth (the larger the h_{channel} , the larger the v_r), and the weakening of the perturbation with increasing distance from the bottom is mainly determined by the channel width (the larger the D , the stronger the perturbation reaching the surface layer). It turned out that the degree of penetration of the velocity disturbance caused by the abyssal channel into the surface layer is controlled by the ratio of the channel width to the first baroclinic Rossby radius of deformation D/R_{B1} . The last statement is qualitatively illustrated in Fig. 7, from which it follows that the velocity disturbance caused by the abyssal channel breaks unweakened through the entire thickness of water at $D/R_{B1} \gg 1$ and fades to a near-zero value as it approaches the density jump from below at $D/R_{B1} \approx 1$.

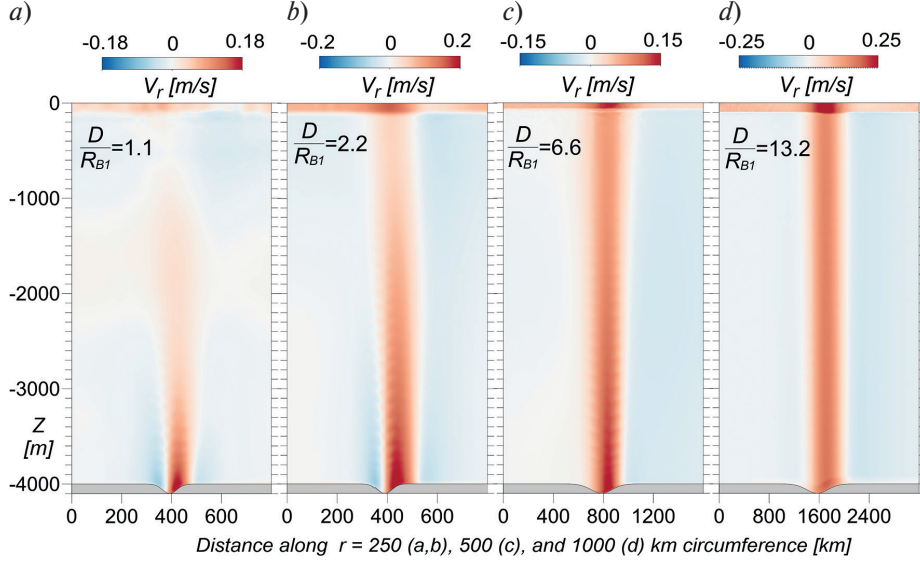


Fig. 7. Radial component of current velocity v_r versus distance and depth on a vertical section along a circle of radius of $r = 250$ (a and b), 500 (c) and 1000 (d) km in numerical experiments with different values of the D/R_{B1} ratio

4. Discussion and conclusion

A significant result of the numerical experiments, in our opinion, is the obtaining a universal dependence of the ratio of rotation velocities in the bottom and surface layers, $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, versus the ratio of the horizontal scale of the mesoscale eddy to the first baroclinic Rossby radius of deformation L_{eddy}/R_{B1} (Fig. 5b). This result is consistent with the universal three-dimensional structure of mesoscale eddies obtained based on the synthesis of global arrays of altimetry measurements and Argo profiles [17]. Note that the L_{eddy}/R_{B1} ratio is related to the Burger number, Bu, as $\text{Bu} = (L_{\text{eddy}} / R_{B1})^{-2}$.

To apply the obtained universal dependence $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$ on L_{eddy}/R_{B1} to the World Ocean, let us address the results of processing altimetry data [14]. According to [14], the characteristic diameter of eddies, determined by the chosen closed contour of the Okubo-Weiss parameter W , was approximately $L_{\text{eddy}} = 200$ km in eddy-rich regions of low and middle latitudes from 10° to 40° . The same estimate of L_{eddy} was obtained from XBT measurements with high spatial resolution along a section at approximately 22° N in the subtropical Pacific Ocean [18]. Taking into account that in the latitude range from 10° to 40° of the World Ocean the R_{B1} varies from 100 km to 30 km [16], we obtain that the typical for mesoscale eddies of the World Ocean upper limit of L_{eddy}/R_{B1} is in the range from 2 to 6.7. According to the universal dependence presented in Fig. 5b, such a range of L_{eddy}/R_{B1} corresponds to the ratio of rotation velocities $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s < 0.2$.

Since, as shown above, weakened pressure anomalies and associated geostrophic velocities in mesoscale baroclinic eddies can reach the abyssal layer of the ocean and, consequently, influence transport in abyssal channels, some of the numerical experiments were reproduced by replacing the flat basin bottom with bathymetry simulating an abyssal channel (see Fig. 6a). It turned out that in such an abyssal channel, a current forms beneath the mesoscale eddy, the velocity of which can be several times greater than the maximum rotation velocity in the bottom layer in the eddy in the case of a flat bottom. Moreover, the disturbance of the velocity field in the mesoscale eddy caused by the abyssal channel is not limited to the abyssal channel itself, but in a weakened form can reach the surface above the abyssal channel. The degree of attenuation of the disturbance in the surface layer is shown to be controlled by the ratio of the channel width to the first baroclinic Rossby radius of deformation D/R_{B1} (see Fig. 7). The latter statement is analogous to that the ratio of rotation velocities at the bottom and surface layers, $(|v|_{\max})_b / (|v|_{\max})_s$, for the surface-generated eddy is controlled by the L_{eddy}/R_{B1} ratio. It can be assumed that the occurrence of a current in the abyssal channel and above it in the direction from the center of the anticyclonic eddy is associated with the conservation of potential vorticity.

There is a lot of articles devoted to the problem of weakening the baroclinic flow disturbance created by a local feature of the bottom relief, with increasing distance from the bottom in a rotating stratified fluid (e. g. [19–22]).

Here we will focus on comparing our results, presented in Fig. 7, with the classical results of Hogg [20]. Investigating a linear stratification model, Hogg [20] introduced a governing parameter of stratification S which is related to D/R_{B1} as $S \sim (D/R_{B1})^{-2} = R_{B1}^2/D^2$ (an analogue of the Burger number). According to [20], the topographic effect is depth independent (i. e. there is no disturbance attenuation with increasing distance from the bottom) if S is small, while at $S \sim 1$ (moderate stratification) the topographic effect is fully three-dimensional (i. e. there is a considerable disturbance attenuation with increasing distance from the bottom). The above described cases of 2D and 3D topographic effect reduce to $D/R_{B1} \gg 1$ and $D/R_{B1} \sim 1$, respectively, which is in accordance with results presented in Fig. 7.

Therefore, it can be concluded that the current velocity associated with surface mesoscale eddies of the largest horizontal scale can, in a weakened form, reach the deep layers of the ocean and influence the abyssal circulation. Examples of such influences include coherent fluctuations in current velocity throughout the ocean column, measured in the bottom layer at a depth of about 4000 m and more during the passage of meanders and rings of the Gulf Stream [5] and large anticyclonic eddies in the eastern tropical North Pacific [11, 12] and the East China Sea [6].

Funding

This work was done within budgetary theme FMWE-2024–0015 of the Shirshov Institute of Oceanology.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

References

1. Eady ET. Long waves and cyclone waves. *Tellus*. 1949;1(3):33–52. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1949.tb01265.x>
2. Kamenkovich VM, Koshlyakov MN, Monin AS. *Synoptic eddies in the ocean*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company; 1986. 444 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-4502-9>
3. Casanova-Masjoan M, Pelegrí JL, Sangrà P, Martínez A, Grisolia-Santos D, Pérez-Hernández MD, Hernández-Guerra A. Characteristics and evolution of an Agulhas ring. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017;122:7049–7065. <https://doi.org/10.1002/2017JC012969>
4. McCartney MS, Woodgate-Jones ME. A deep-reaching anticyclonic eddy in the subtropical gyre of the eastern South Atlantic. *Deep-Sea Research*. 1991;38(Suppl I): S411–S443. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80019-7](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80019-7)
5. Kelley EA, Weatherly GL. Abyssal eddies near the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1985;90:3151–3159. <https://doi.org/10.1029/JC090iC02p03151>
6. Zhang Z, Zhao W, Tian J, Liang X. A mesoscale eddy pair southwest of Taiwan and its influence on deep circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013;118:6479–6494. <https://doi.org/10.1002/2013JC008994>
7. Frey DI, Morozov EG, Smirnova DA. Sea level anomalies affect the ocean circulation at abyssal depths. *Scientific Reports*. 2023;13:20829. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-48074-9>
8. Pujol M–I, Faugère Y, Taburet G, Dupuy S, Pelloquin C, Ablain M, Picot N. DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science*. 2016;12:1067–1090. <https://doi.org/10.5194/os-12-1067-2016>
9. Zenk W, Visbeck M. Structure and evolution of the abyssal jet in the Vema channel of the South Atlantic. *Deep-Sea Research Part II*. 2013;85:244–260. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.033>
10. Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Li J, Liang X. Effect of surface mesoscale eddies on deep-sea currents and mixing in the north-eastern South China Sea. *Deep Sea Research Part II*. 2015;122:6–14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.07.007>
11. Aleynik D, Inall ME, Dale A, Vink A. Impact of remotely generated eddies on plume dispersion at abyssal mining in the Pacific. *Scientific Reports-UK*. 2017;7:1–14. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16912-2>
12. Purkiani K, Paul A, Vink A, Walter M, Schulz M, Haeckel M. Evidence of eddy-related deep-ocean current variability in the northeast tropical Pacific Ocean induced by remote gap winds. *Biogeosciences*. 2020;17:6527–6544. <https://doi.org/10.5194/bg-17-6527-2020>
13. Blumberg AF, Mellor GL. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps NS, editor. *Coastal and Estuarine Sciences*. Book 4. Washington, DC: American Geophysical Union; 1987. p. 1–6. <https://doi.org/10.1029/CO004p0001>
14. Chelton DB, Schlax MG, Samelson RM, de Szoeke RA. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*. 2007;34: L15606. <https://doi.org/10.1029/2007GL030812>
15. Emery WJ, Lee WG, Magaard L. Geographic and seasonal distribution of Brunt–Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*. 1984;14:294–317. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0294: GASDOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0294: GASDOB>2.0.CO;2)

16. Chelton DB, de Szoeke RA, Schlax MG, El Naggar K, Siwertz N. Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*. 1998;28:433–460.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2)
17. Zhang Z, Wang G, Wang H, Liu H. Three-dimensional structure of oceanic mesoscale eddies. *Ocean-Land-Atmosphere Research*. 2024;3:0051. <https://doi.org/10.34133/olar.0051>
18. Roemmich D, Gilson J. Eddy transport of heat and thermocline waters in the North Pacific: a key to interannual/decadal climate variability? *Journal of Physical Oceanography*. 2001;31:675–687.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0675:ETOHAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0675:ETOHAT>2.0.CO;2)
19. Davies PA. Experiments on Taylor columns in rotating stratified fluid. *Journal of Fluid Mechanics*. 1972;54:691–718.
<https://doi.org/10.1017/S0022112072000953>
20. Hogg NG. On the stratified Taylor column. *Journal of Fluid Mechanics*. 1973;58(3):517–537.
<https://doi.org/10.1017/S0022112073002302>
21. Zyryanov VN. On the theory of Taylor vortices in a stratified ocean. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 1981;17(10):1072–1083. (In Russian)
22. Shatokhin MV, Sokolovskiy MA. On the movement of passive admixture in a stratified zonal flow above an isolated submarine guyot. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2025;61(6):687–697.
<https://doi.org/10.1134/S0001433825701038>

About the authors

Victor M. ZHURBAS, Chief Researcher, Head of Marine Turbulence Laboratory, IO RAS, Dr. Sc. (Phys.-Math.), ORCID: 0000-0001-9013-3234, Scopus AuthorID: 6603968937, WoS ResearcherID: A-7341-2009, SPIN-Code (РИНЦ): 8646-7272, e-mail: zhurbas@ocean.ru

Natalia P. KUZMINA, Chief Researcher, IO RAS, Dr. Sc. (Phys.-Math.), ORCID: 0009-0002-1658-412X, Scopus AuthorID: 36725207100, WoS ResearcherID: AAO-2534-2020, SPIN-Code (РИНЦ): 4289-0002, e-mail: kuzmina@ocean.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-2)

EDN <https://elibrary.ru/cbixlg>

УДК 532.529.2: 532.51: 536.25: 551.463: 66.06: 66.08

© Л. Х. Ингель^{1,2*}, 2026

¹Научно-производственное объединение «Тайфун», 249038, Калужская обл., г. Обнинск, ул. Победы, 4

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

*lev.ingel@gmail.com

Об эффекте обращения направления конвекции при турбулизации двухкомпонентной жидкости

Статья поступила в редакцию 13.12.2025, после доработки 26.04.2026, принята в печать 29.04.2026

Аннотация

Теоретически исследуется нестационарная конвекция в двухкомпонентной среде с существенно различающимися коэффициентами переноса (например, в соленой воде). В качестве конкретного примера рассматриваются течения, возникающие в нейтрально стратифицированной среде у наклонной стенки (над наклонной поверхностью), с которой в среду поступают постоянные (после включения) потоки тепла и примеси. Используется известное точное решение нестационарной задачи о конвекции у вертикальной стенки с граничными условиями второго рода, которое обобщается на случай течения над наклонной стенкой.

Полная система уравнений гидротермодинамики и переноса примеси сводится к линейной системе за счет симметрии задачи, без каких-либо предположений о малости амплитуд возмущений. Линейность системы позволяет использовать принцип суперпозиции — независимо рассматривать и суммировать динамические эффекты двух компонент среды, от которых зависят отклонения ее плотности. Решение выражается через кратные интегралы вероятностей.

Результаты, в частности, направление возникающих течений существенно зависят от соотношения значений коэффициентов обмена для разных субстанций. Возможны, например, нетривиальные ситуации, когда положительные притоки плавучести приводят к возникновению нисходящих течений. Турбулизация течений, приводя к резким изменениям эффективных коэффициентов обмена, может менять направление конвективных течений.

Ключевые слова: конвекция, двухкомпонентная среда, дифференциальная диффузия, аналитическая модель, турбулентность

© L. Kh. Ingel^{1,2}, 2026

¹Research and Production Association “Typhoon”, 4, Pobeda Str., Obninsk, Kaluga Region, 249038, Russia

²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of Russian Academy of Sciences, 3, Pyzhevsky Lane, Moscow, 119017, Russia

*lev.ingel@gmail.com

On the effect of convection reversal during turbulation of a two-component fluid

Received 13.12.2025, Revised 26.04.2026, Accepted 29.04.2026

Abstract

Unsteady convection in a two-component medium with significantly different transfer coefficients (e. g., in salt water) is theoretically studied. As a specific example, flows arising in a neutrally stratified medium over a flat inclined surface, from which constant (after switching on) heat and admixture fluxes enter the medium, are considered. A well-known exact solution to the unsteady convection problem near a vertical wall with boundary conditions of the second kind is used, which is generalized to the case of a sloping lower boundary.

Ссылка для цитирования Ингель Л.Х. Об эффекте обращения направления конвекции при турбулизации двухкомпонентной жидкости // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 19–25. EDN CBIXLG. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-2)

For citation Ingel L. Kh. On the effect of convection reversal during turbulation of a two-component fluid. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026:19(2);19–25. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-2)

The complete system of hydrothermodynamic and admixture transport equations is reduced to a linear system due to the symmetry of the problem, without any assumptions about the smallness of the perturbation amplitudes. The linearity of the system allows for the use of the superposition principle — independently considering and summing the dynamic effects of the two components of the medium, which determine the deviations in its density. The solution is expressed in terms of repeated probability integrals.

The results, in particular, the direction of the resulting flows, depend significantly on the ratio of the exchange coefficients for different substances. For example, nontrivial situations are possible where positive buoyancy influxes nevertheless lead to the emergence of downward currents. Flow turbulence, leading to abrupt changes in effective exchange coefficients, can, in particular, change the direction of convective flows.

Keywords: convection, two-component medium, differential diffusion, analytical model, turbulence

1. Введение

Как хорошо известно, гидротермодинамике двухкомпонентных жидких/газообразных сред (таких как, например, соленая морская вода) присущ целый ряд нетривиальных особенностей (см., например, [1–4] и библиографию в этих изданиях). В настоящей работе обращается внимание на еще один эффект, возникающий при турбулизации течений таких сред.

Ряд нетривиальных свойств двухкомпонентных сред связан с различием значений коэффициентов обмена двух субстанций. Например, коэффициент переноса тепла на два порядка больше, чем соли, вследствие чего возникают специфические классы конвективной неустойчивости двухкомпонентной среды [1–3]. Ниже рассматривается ситуация, когда развитие конвективного течения постепенно приводит к его турбулизации. Идея настоящей работы заключается в том, что турбулизация резко меняет эффективность переноса двух субстанций — соотношение между эффективными коэффициентами переноса двух субстанций существенно меняется. Тем самым, резко меняются условия развития двухкомпонентной конвекции, например, конвекция может менять направление.

2. Постановка задачи

В качестве примера рассмотрим модель развития конвекции в соленой воде над бесконечной плоской наклонной стенкой, на которой задаются стационарные (после включения в начальный момент времени $t = 0$) отклонения потоков тепла и концентрации примеси (соли).

Пусть s — координата вдоль склона, ось n направлена нормально к склону (рис. 1).

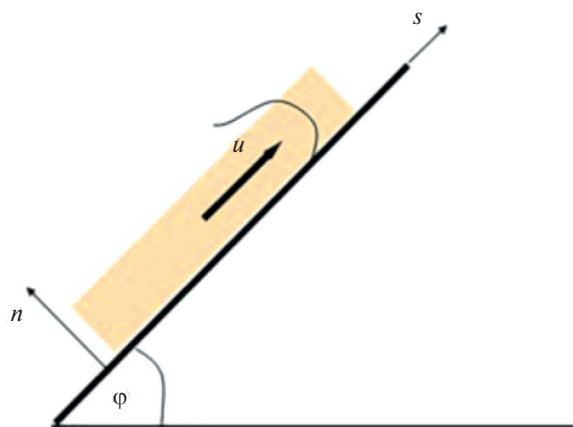


Рис. 1. Схематическое изображение течения у наклонной стенки в области положительного отклонения плавучести (упомянутая область затушевана)

Fig. 1. Schematic representation of the flow near an inclined wall in the region of positive buoyancy deviation (the mentioned region is shaded)

Рассматривается полуограниченный объем среды в области $n > 0$. Отклонение плотности среды ρ в обычно используемом приближении [1–4] линейно зависит от возмущений температуры T и концентрации примеси (солености) s :

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha T + \beta S], \quad (1)$$

где ρ_0 — средняя (отсчетная) плотность среды; α — термический коэффициент расширения среды; коэффициент β определяет зависимость плотности среды от концентрации примеси (в океанологии его называют коэффициентом соленостного сжатия).

Для простоты рассматривается случай отсутствия фоновых стратификаций температуры и концентрации примеси. Иными словами, в начальный момент среда не только находится в состоянии покоя, но и однородна по температуре, солености и плотности. Исследуются конвективные течения, вызываемые в такой среде постоянными (после «включения» в момент $t = 0$) отклонениями потоков тепла и примеси на нижней границе $n = 0$. Поскольку задаваемые на границе возмущения не зависят от координаты вдоль склона s , будем искать не зависящие от s решения.

Такая постановка близка ко многим известным задачам о склоновых течениях для однокомпонентной среды [5], но наличие второй компоненты, как будет видно, может приводить к качественно новым результатам. Система уравнений гидродинамики, переноса тепла и примеси в приближении Буссинеска при отсутствии фоновой стратификации и без учета перекрестных кинетических эффектов (термодиффузии и диффузионной теплопроводности [6]) для данной геометрии задачи имеет вид [1–4]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial n^2} + g(\alpha T - \beta S) \sin \varphi = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial n^2} + gb \sin \varphi, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial n^2}, \quad \frac{\partial S}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 S}{\partial n^2}. \quad (3)$$

Здесь u — скорость течения вдоль склона (другие компоненты скорости в данной задаче отсутствуют), t — время; ν , κ , χ — коэффициенты переноса, φ — угол наклона нижней границы к горизонту, g — ускорение силы тяжести;

$$b = \alpha T - \beta S \quad (4)$$

— безразмерная плавучесть. Подчеркнем, что полная система уравнений гидротермодинамики и переноса примеси свелась к линейной системе (2)–(3) только за счет симметрии задачи, без каких-либо предположений о малости амплитуд возмущений.

В качестве краевых условий предполагается, прежде всего, затухание возмущений вдали от нижней границы:

$$u, T, S \rightarrow 0, \text{ при } n \rightarrow \infty. \quad (5)$$

На границе $n = 0$ выполняется условие прилипания $u = 0$. Для температуры и концентрации примеси рассматриваются краевые условия второго рода:

$$c\rho_0\kappa\frac{\partial T}{\partial n} = Q\eta(t), \quad \rho_0\chi\frac{\partial S}{\partial n} = \Theta\eta(t) \text{ при } n = 0, \quad (6)$$

где c — теплоемкость среды, $\eta(t)$ — единичная функция Хевисайда; Q , Θ — соответствующие амплитуды.

3. Решение

Решения уравнений (3) имеют вид ([7] с. 440, 441):

$$T = -\frac{2Q}{c\rho_0\kappa} \sqrt{\frac{t}{\kappa}} i \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{\sqrt{4\kappa t}} \right), \quad S = -\frac{2\Theta}{\rho_0\chi} \sqrt{\frac{t}{\chi}} i \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{\sqrt{4\chi t}} \right). \quad (7)$$

Здесь кратный интеграл вероятностей [8] определяется равенством:

$$i^k \operatorname{erfc} X = \int_X^\infty i^{k-1} \operatorname{erfc} X' dX', \quad k = 0, 1, 2, \dots; \quad (8)$$

$$i \operatorname{erfc} X \equiv i^1 \operatorname{erfc} X = \int_X^\infty i^0 \operatorname{erfc} X' dX'; \quad (9)$$

$$i^0 \operatorname{erfc} X = \operatorname{erfc} X, \quad i^{-1} \operatorname{erfc} X = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \exp(-X^2). \quad (10)$$

Области с отклонениями плавучести расширяются $\sim \sqrt{t}$; по такому же закону возрастает и амплитуда этих отклонений.

В книге [7] (с. 440, 441) приведено решение для скорости возникающего течения у вертикальной границы. Его нетрудно обобщить на случай наклонной границы. Приведем сначала решение для относительно простого случая одинаковых значений всех коэффициентов обмена ($\nu = \kappa = \chi = K$):

$$u(n, t) = -\frac{2g \sin \varphi}{\rho_0 K} \left(\frac{\alpha Q}{c} - \beta \Theta \right) n t \cdot i^2 \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{\sqrt{4Kt}} \right). \quad (11)$$

Для расчетов удобно воспользоваться рекуррентным соотношением [8]:

$$i^k \operatorname{erfc} X = -\frac{X}{n} i^{k-1} \operatorname{erfc} X + \frac{1}{2n} i^{k-2} \operatorname{erfc} X. \quad (12)$$

На рис. 2 приведены графики ряда функций, которые фигурируют в настоящей работе. Толстая сплошная линия описывает в безразмерном виде зависимость решения (11) от переменной $X = n / \sqrt{4Kt}$.

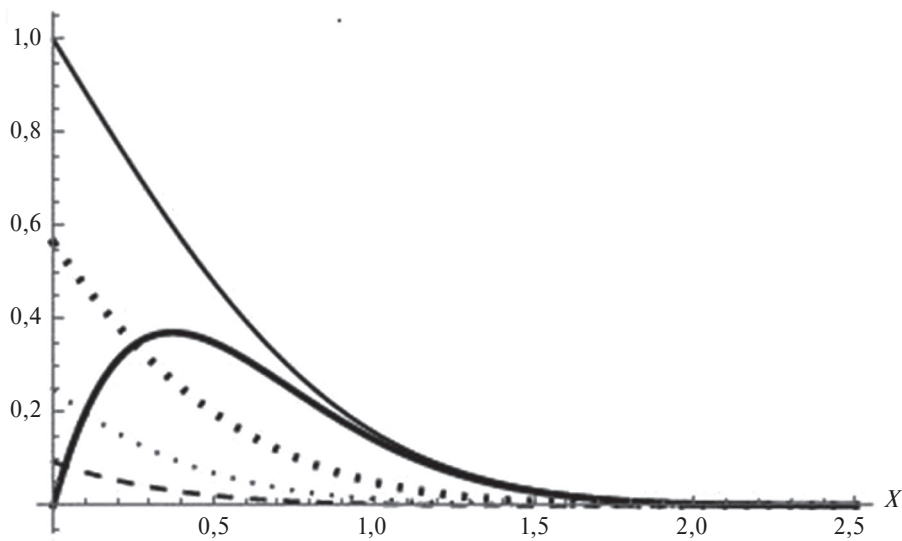


Рис. 2. Графики функций $\operatorname{erfc} X$ (тонкая сплошная линия), $i \operatorname{erfc} X$ (крупный пунктир), $i^2 \operatorname{erfc} X$ (мелкий пунктир), $i^3 \operatorname{erfc} X$ (штриховая линия), $10X i^2 \operatorname{erfc} X$ (толстая сплошная линия)

Fig. 2. Graphs of functions $\operatorname{erfc} X$ (thin solid line), $i \operatorname{erfc} X$ (large dotted line), $i^2 \operatorname{erfc} X$ (small dotted line), $i^3 \operatorname{erfc} X$ (dashed line), $10X i^2 \operatorname{erfc} X$ (thick solid line)

Существенно, что вклады в плавучесть от источников тепла и примеси, согласно (11), влияют на динамику с одинаковым весом. Иначе обстоит дело, когда значения коэффициентов обмена сильно различаются. Решение для скорости в этом, более общем, случае можно выразить, используя решение [7] (с. 440, 441) для однокомпонентной среды и принцип суперпозиции (поскольку уравнение линейное, можно суммировать рассчитанные по отдельности эффекты двух субстанций). В наших обозначениях это решение можно представить в виде:

$$u = \frac{8g\beta\Theta \sin \varphi (\chi t^3)^{1/2}}{\rho_0 (\nu - \chi)} \left\{ \left[i^3 \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{2(\nu t)^{1/2}} \right) - i^3 \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{2(\chi t)^{1/2}} \right) \right] - \Lambda \left[i^3 \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{2(\nu t)^{1/2}} \right) - i^3 \operatorname{erfc} \left(\frac{n}{2(\kappa t)^{1/2}} \right) \right] \right\}, \quad (13)$$

где безразмерный параметр

$$\Lambda = \frac{\alpha Q (\nu - \chi)}{c\beta\Theta (\nu - \kappa)} \left(\frac{\kappa}{\chi} \right)^{1/2}. \quad (14)$$

4. Анализ решения

В качестве примера, остановимся на случае, когда соленая вода охлаждается и одновременно распресняется от нижней границы, чему соответствуют положительные значения параметров Q и Θ . Фактор охлаждения добавляет в среду отрицательную плавучесть, распреснение — положительную. Предположим, что второй фактор существенно преобладает по абсолютной величине: положительной плавучести вносится значительно больше, чем отрицательной, чему соответствует неравенство $\beta\Theta \gg \alpha Q / c$. На первый взгляд, в итоге в среде должно возникать восходящее течение вдоль склона. Но, как показано в работе [4], многое зависит и от соотношения коэффициентов переноса для разных субстанций. Поскольку коэффициент обмена для соли относительно мал ($\chi \ll \kappa$), распресненная область медленно проникает в среду по сравнению с расширением охлажденного слоя. Будучи более тонким, распресненный слой сильно подвержен вязкости. Поэтому связанные с ним восходящие движения сильно тормозятся вязкостью, в отличие от нисходящих движений в относительно толстом охлажденном слое. Это обстоятельство действует в сторону, противоположную соотношению притоков плавучести.

Две квадратные скобки в (13) отвечают вкладам соответственно примеси и тепла в возникающее склоновое течение. Но, в отличие от (11), «вес» этих вкладов в данном случае может сильно различаться — он определяется значением безразмерного параметра Λ , которое может сильно отличаться от единицы.

Примем следующие значения коэффициентов обмена, характерные для соленой морской воды [3]: $\nu = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $\kappa = 1,4 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, $\chi = 1,5 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$. Тогда $\Lambda \approx 11\alpha Q / c\beta\Theta = 11\lambda$, где $\lambda \equiv \alpha Q / c\beta\Theta$ — отношение абсолютных значений двух компонент притоков плавучести. Таким образом, приток плавучести, связанный с теплообменом, благодаря большей скорости теплообмена, при прочих равных условиях, значительно эффективнее влияет на возникающее течение.

На рис. 3 представлены примеры безразмерных профилей скорости для двух относительно малых значений параметра λ , т. е., для ситуаций, когда интенсивное распреснение приводит к положительному в целом притоку плавучести в среду. Но, вследствие медленности диффузии соли, восходящие движения возникают только вблизи нижней границы (при достаточно малых значениях координаты n). Вдали от этой границы преобладает влияние слабого, но более быстро распространяющегося охлаждения, так что в целом преобладает нисходящее течение. При увеличении значения λ (т. е., при увеличении доли вклада охлаждения в отклонение плавучести) нисходящее движение усиливается, несмотря на сохраняющееся при $\beta\Theta \gg \alpha Q / c$ существенное преобладание положительного притока плавучести.

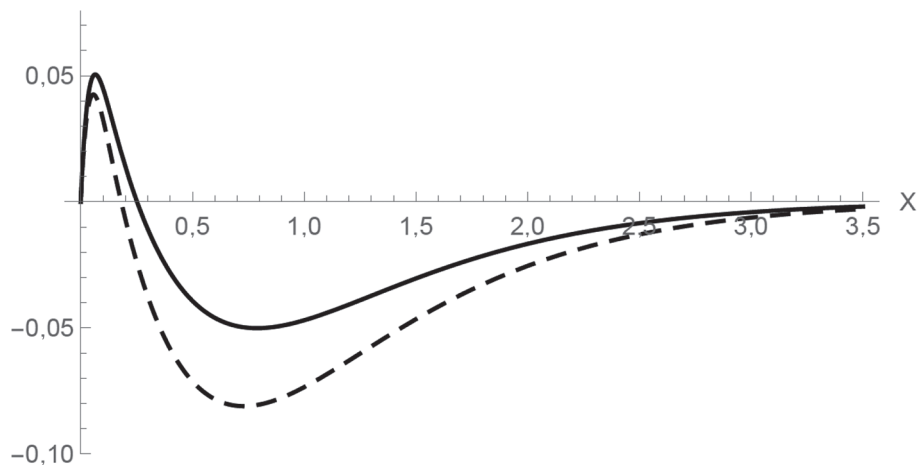


Рис. 3. Примеры профилей скорости склонового течения, нормированных на коэффициент при фигурных скобках в (13) при $\lambda = 1/4$ (сплошная кривая) и $\lambda = 1/3$ (штриховая линия). По оси абсцисс отложена переменная $X \equiv n / 2(\kappa t)^{1/2}$

Fig. 3. Examples of slope flow velocity profiles normalized by the coefficient at the curly brackets in (13) for $\lambda = 1/4$ (solid curve) and $\lambda = 1/3$ (dashed line). The variable $X \equiv n / 2(\kappa t)^{1/2}$ is plotted on the abscissa axis

С течением времени увеличиваются как толщина слоя, охваченного течением (пропорционально $t^{1/2}$), так и амплитуда возмущений. Следовательно, число Рейнольдса возрастает, и неизбежно возникновение

турбулентности. Турбулентный обмен гораздо эффективнее молекулярного, причем, если пользоваться эффективными коэффициентами турбулентного обмена, то их значения обычно можно считать приблизительно равными для всех субстанций. Тем самым, при переходе к турбулентному режиму радикально меняется значение безразмерного параметра Λ . Коэффициент при λ , который при молекулярном обмене был приближенно равен 11, при турбулентном обмене становится порядка единицы. Все субстанции при этом диффундируют примерно с одинаковой скоростью, и исчезает упоминавшийся фактор, обеспечивавший большое влияние слабого, но быстро распространяющегося охлаждения. Решение при одинаковых значениях коэффициентов обмена было рассмотрено выше и описывается выражением (11). В это решение, в отличие от (13), притоки плавучести от двух субстанций, пропорциональные соответственно $\alpha Q/c$ и $\beta \Theta$, входят с одинаковым весом. Поэтому если $\beta \Theta$ преобладает (малое значение λ), то решение (11) положительно: всюду преобладают восходящие течения, связанные с интенсивным положительным притоком плавучести за счет распреснения. Этому соответствует толстая сплошная линия на рис. 2. Иными словами, при турбулизации течения, направление конвекции может меняться на противоположное. В особом случае близких значений $\alpha Q/c$ и $\beta \Theta$ (равенстве положительного и отрицательного притоков плавучести) выражение (11) может обращаться в ноль: притоки плавучести компенсируют друг друга; после турбулизации упорядоченное течение останавливается (или, по меньшей мере, резко ослабевает), и турбулентность затухает.

5. Заключение

В литературе уже отмечалось нетривиальное свойство естественной конвекции в двухкомпонентных средах: поступление в среду положительной плавучести может приводить к возникновению нисходящих движений, и наоборот — восходящие движения могут возникать несмотря на приток отрицательной плавучести. Это существенно зависит от соотношения коэффициентов обмена разных субстанций. Такими свойствами обладает и рассмотренное выше склоновое течение. Из представленного выше анализа следует еще одно свойство: направление конвективного течения может радикально меняться при турбулизации этого течения, поскольку меняется соотношение эффективных коэффициентов обмена.

Найденные и проанализированные выше решения формально справедливы и при сколь угодно малых углах наклона нижней границы к горизонту. Но при рассмотрении малых углов к горизонту возникают дополнительные вопросы об устойчивости найденных решений. Например, если в рассматриваемую среду снизу поступает положительная плавучесть, то выглядит реальной возможность возникновения неустойчивостей типа Рэлея-Бенара. Правда, если поступление положительной плавучести обусловлено медленно диффундирующей компонентой (распреснение снизу), то толщина слоя пониженной плотности у границы возрастает медленно, и в течение какого-то времени число Рэлея не достигает критического значения. В целом, анализ устойчивости возникающих сдвиговых течений с возникающей вертикальной стратификацией двухкомпонентной среды является весьма серьезной задачей, которая выходит за рамки настоящей работы. Напомним, что вопрос об устойчивости даже значительно более простых течений (например, течения Пуазейля) нередко решается десятилетиями. Но основной эффект, на который обращается внимание в настоящей работе, в этой связи не вызывает сомнений — он определенно существует, по меньшей мере, для вертикальных течений.

Благодарности

Автор признателен рецензенту за полезные замечания, способствовавшие уточнению содержания.

Acknowledgements

The author is grateful to the reviewer for the helpful comments that contributed to clarifying the content.

Финансирование

Работа выполнена без финансовой поддержки.

Funding

The work was completed without financial support.

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The author declares no conflict of interests.

Литература

1. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. М.: Мир, 1977. 431 с.
2. Radko T. *Double-Diffusive Convection*. Cambridge University Press, 2013. 344 p. EDN URUTZN. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139034173>
3. Ингель Л.Х., Калашник М.В. Нетривиальные особенности гидротермодинамики морской воды и других стратифицированных растворов // Успехи физических наук. 2012. Т. 182, № 4. С. 379–406. EDN TLOZFX. <https://doi.org/10.3367/UFNe.0182.201204b.0379>
4. Ингель Л.Х. Об одном эффекте дифференциальной диффузии в двухкомпонентных средах. Инженерно-физический журнал. 2017. Т. 90, № 2. С. 465–470. EDN YFWGTN.
5. Farina S., Zardi D. Understanding thermally driven slope winds: recent advances and open questions // *Boundary-Layer Meteorology*. 2023. Vol. 189. P. 5–52. EDN MZYBGC. <https://doi.org/10.1007/s10546-023-00821-1>
6. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с. EDN TGSKNN.
7. Гибхарт Б., Джалурия Й., Махаджан Р., Саммакия Б. Свободноконвективные течения, тепло- и массообмен. М.: Мир, 1991. Кн.1. 464 с.
8. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и математическими таблицами / Под ред. М. Абрамовица и И. Стиган. М.: Наука, 1979. 832 с.

References

1. Turner JS. *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge: Cambridge University Press; 1973. 367 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511608827>
2. Radko T. *Double-Diffusive Convection*. Cambridge: Cambridge University Press; 2013. 344 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139034173>
3. Ingel LKh, Kalashnik MV. Nontrivial features in the hydrodynamics of seawater and other stratified solutions. *Physics–Uspekhi*. 2012;55(4):356–381. <https://doi.org/10.3367/UFNe.0182.201204b.0379>
4. Ingel' LKh. Effect of differential diffusion in two-component media. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*. 2017;90(2):437–441. <https://doi.org/10.1007/s10891-017-1583-0>
5. Farina S, Zardi D. Understanding thermally driven slope winds: recent advances and open questions. *Boundary-Layer Meteorology*. 2023;189:5–52. 1/<https://doi.org/10.1007/s10546-023-00821-1>
6. Gershuni GZ, Zhukhovitskii EM. *Convective Stability of Incompressible Liquid*. Moscow: Nauka; 1972. 372 p. (In Russ)
7. Gebhart B, Jaluria Y, Mahajan RL, Sammakia B. *Buoyancy-Induced Flows and Transport*. Berlin: Springer; 1988. 1001 p.
8. Abramowitz M, Stegun IA, editors. *Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. Washington: US Government Printing Office; 1964. 832 p.

Об авторе

ИНГЕЛЬ Лев Ханаанович, доктор физико-математических наук, доцент, ведущий научный сотрудник ФГБУ «НПО Тайфун», ORCID: 0000-0002-6669-8021, Scopus AuthorID: 56097483100, WoS ResearcherID: QDN-1151-2026, SPIN-код (РИНЦ): 1023-1769, e-mail: lev.ingel@gmail.com



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-3)

EDN <https://elibrary.ru/jasest>

УДК 551.465

© С. Г. Демьшев*, О. А. Дымова, 2026

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2

*demyshev@gmail.com

Моделирование циркуляции Черного моря с использованием схем аппроксимации, обладающих дискретными квадратичными инвариантами

Статья поступила в редакцию 21.11.2025, после доработки 27.03.2026, принята в печать 20.04.2026

Аннотация

С целью оценки точности результатов моделирования гидрофизических полей проведено сравнение трех типов консервативных схем аппроксимации адвективных слагаемых в уравнениях движения, которые дают возможность сохранять либо энергию (1 эксперимент), либо потенциальную энтропию (2 эксперимент), либо как энергию, так и потенциальную энтропию (3 эксперимент). Задача решалась на примере моделирования циркуляции Черного моря при помощи модели Морского гидрофизического института. Выполнено три эксперимента с атмосферным воздействием, соответствующим 2016 г. Результаты расчетов сравнивались между собой, а также с данными наблюдений.

Получено, что результаты всех экспериментов близки между собой и качественно соответствуют данным наблюдений. Валидация реконструированных гидрофизических полей по данным измерений температуры, солености и скорости течений показала небольшие количественные отличия от данных наблюдений. Анализ энергетики циркуляции показал, что наибольшая разница имеет место в работе сил адвекции и плавучести в областях интенсивной динамики (на периферии мезомасштабных вихрей и струйных течений). Из анализа баланса сил следует, что соблюдение одновременно законов сохранения энергии и потенциальной энтропии в разностной задаче обеспечивает более высокую точность при описании работы архимедовой силы и, следовательно, воспроизведении процессов бароклинной неустойчивости.

Ключевые слова: моделирование океана, консервативные схемы, нелинейные инварианты, кинетическая энергия, данные наблюдений

© S. G. Demyshev*, O. A. Dymova, 2026

Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, 2, Kapitanskaya St., Sevastopol, 299011, Russia

*demyshev@gmail.com

Modeling of the Black Sea circulation using approximation schemes with discrete quadratic invariants

Received 21.11.2025, Revised 27.03.2026, Accepted 20.04.2026

Abstract

To assess the accuracy of the modeling hydrophysical fields, a comparison of three types of conservative approximation schemes for advective terms in the motion equations was made. These schemes ensure conservation of energy (Experiment 1), potential enstrophy (Experiment 2), and both energy and potential enstrophy (Experiment 3). A numerical simulation method of the Black Sea circulation was applied by using the Marine Hydrophysical Institute model. Three diagnostic simulations with realistic boundary conditions for 2016 were performed, and the results were compared with each other and with observational data. It was found that based on all three schemes, the experimental results were close to each other and qualitatively corresponded to the observational data. Validation of the reconstructed hydrophysical fields using measurements of the temperature, salinity, and current velocity revealed small quantitative differences from the observational data. An analysis of the circulation energetics showed that the greatest difference occurs in the work of advection and buoyancy forces in areas of intense dynamics (in the periphery of

Ссылка для цитирования: Демьшев С.Г., Дымова О.А. Моделирование циркуляции Черного моря с использованием схем аппроксимации, обладающих дискретными квадратичными инвариантами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 26–40. EDN JASEST. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-3)

For citation: Demyshev S.G., Dymova O.A. Modeling of the Black Sea circulation using approximation schemes with discrete quadratic invariants. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);26–40. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-3)

mesoscale eddies and jet currents). From the analysis of the forces balance it follows that the simultaneous observance of the conservation laws of energy and potential enstrophy in the difference problem ensures higher accuracy in describing the Archimedes force work and, consequently, in reproducing the processes of baroclinic instability.

Keywords: ocean simulation, conserving schemes, nonlinear invariants, kinetic energy, observational data

1. Введение

В настоящее время при моделировании динамики сплошной среды выполнению дискретных законов сохранения уделяется большое внимание. В качестве примера можно привести работу [1], в которой для одномерного дискретного уравнения динамики доказывается теорема Нётер, устанавливающая взаимно-однозначное соответствие между группами симметрий и законами сохранения. При повышении размерности решаемых уравнений особое внимание уделяется схемам с несколькими нелинейными инвариантами. Это объясняется тем, что при двумерном движении, сохраняя дискретную энергию и потенциальную энтропию, минимизируется фиктивный поток энергии в движения с высокими волновыми числами. Пионерской работой является [2], в которой впервые была получена схема для уравнений бездивергентного движения, обеспечивающая в дискретном уравнении абсолютного вихря наличие двух квадратичных инвариантов. Эти результаты были обобщены для приближения мелкой воды в [3].

Результаты работы [4] позволили создать схему, которая имеет два дискретных нелинейных инварианта (а именно, энергия и потенциальная энтропия) как по пространству, так и по времени. В работе [5] схема Аракавы–Лэмба (А–Л), которая ранее была получена для ортогональных прямоугольных сеток, обобщена для произвольных неортогональных сферических полигональных сеток, и показано, что такой ее вид также удовлетворяет дискретным законам сохранения энергии и потенциальной энтропии. В работе [6] схема А–Л записана в виде трех слагаемых, которые отвечают за различные свойства конечно-разностных уравнений. Сохранение дискретной кинетической энергии гарантирует первое слагаемое; наличие второго слагаемого обеспечивает два нелинейных инварианта при бездивергентном движении; сумма первого, второго и третьего слагаемых дает первоначальную схему А–Л. В работе [7] для модели мелкой воды, учитывающей силу Кориолиса и переменный рельеф дна, построена схема, исключаящая абберацию прямого и обратного каскадов энергии в квазидвумерной турбулентности за счет сохранения дискретной потенциальной энтропии и дискретной энергии.

Описанные выше схемы широко применяются в современных моделях общей циркуляции океана для уменьшения ошибок моделирования особенно при долгосрочных прогнозах. Проблема увеличения точности воспроизводимых гидрофизических полей решается несколькими путями: повышением порядка точности схем аппроксимации адвективных членов (модели ROMS [8], FVCOM [9], HYCOM [10], MITgcm [11]), использованием схем, обладающих нелинейными инвариантами (модели NEMO [12], MOM6 [13], MPAS-Ocean [14]), сохранением энергии и других инвариантов в рамках миметического подхода (ICON-O [15]), регуляризацией уравнений турбулентности (POP [16]). В контексте задачи настоящего исследования следует выделить ряд работ, где тестирование схем адвекции импульса, обладающих нелинейными инвариантами, проводилось для реальных гидрофизических процессов. Так, в [17] представлены результаты тестовых задач геофизической гидродинамики (сохранение геострофического баланса, воспроизведение бароклинной неустойчивости и др.) для схем адвекции, используемых в ICON-O [15], и достоверно продемонстрирована важность корректного воспроизведения каскадов энергии и энтропии для длительных расчетов циркуляции. В [18] показано, что качество результатов моделирования циркуляции в Северной Атлантике по модели NEMO улучшается при применении схемы адвекции импульса, сохраняющей энергию и энтрофию. Кроме того, наличие нелинейных инвариантов важно в параметризациях подсеточных вихрей. Так, на тестовых расчетах процесса баротропной, свободно затухающей турбулентности авторы [19] показывают, что сохранение кинетической энергии вихрей и потенциальной энтропии вихрей обеспечивает двунаправленный обмен кинетической энергией между параметризованными вихрями и крупномасштабным потоком.

Четыре численные схемы для адвекции импульса, обладающие нелинейными инвариантами, из работ [2, 20, 21] предлагаются в модели MOM6 ([13] раздел Spatial Discretization/Discrete Coriolis Term). Кроме того, имеются гибридные варианты, которые позволяют «смешивать» схемы. По итогам тестов, результаты которых представлены в репозитории Explore лаборатории NOAA¹, авторы модели предлагают использовать схему, сохраняющую энергию по [20], при моделировании крупномасштабных процессов. Если необходимо исследовать интенсивные мезомасштабные вихри, рекомендуются схема [3] и ее модификация [21], сохраняющие энергию и энтрофию.

¹ <https://egitlab.gfdl.noaa.gov/NOAA-GFDL/MOM6> (дата обращения: 15.10.2025)

Однако, как показала практика, применение схем, обладающих нелинейными инвариантами, не гарантирует отсутствия численных неустойчивостей [22], что требует постоянного тестирования и совершенствования алгоритмов. Настоящая работа продолжает эти исследования и посвящена анализу результатов трех прогностических расчетов циркуляции Черного моря с реалистическими краевыми условиями при использовании различных схем сохранения.

2. Материалы и методы

В работе представлены три схемы аппроксимации нелинейных горизонтальных слагаемых в уравнениях движения жидкости, которые тестируются на модели МГИ [23]. Модель относится к классу вихререшающих моделей общей циркуляции океана. Уравнения записаны в форме Громеки—Лэмба, в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды в декартовой системе координат (ось x направлена на восток, ось y — на север, ось z — вертикально вниз). Высота уровня моря вычисляется из линеаризованного кинематического условия на поверхности раздела вода-воздух, из уравнения неразрывности рассчитывается вертикальная скорость. Плотность представлена в виде полинома второй степени от температуры и солёности. Горизонтальная вязкость и диффузия параметризованы бигармоническим оператором Лапласа с постоянными коэффициентами, вертикальный турбулентный обмен представлен моделью замыкания Меллора-Ямады 2.5.

На границе раздела воздух-вода задаются напряжения трения ветра, скорости осадков и испарения, а также потоки тепла. Для уравнений движения ставятся условия прилипания на дне, на твердых боковых участках границы задаются равенство нулю нормальной скорости и нормальной производной касательной скорости, а также равенство нулю их лапласианов. Условия выбраны, чтобы уменьшить диссипацию в системе. Для уравнений переноса-диффузии тепла и соли на твердых стенках отсутствуют нормальные потоки тепла и соли, и равны нулю лапласианы нормальных потоков. На жидких участках границы (устья рек и проливы) задаются условия Дирихле: значения температуры рек Дунай, Днепр, Днестр взяты по среднемесячным климатическим данным [24], для остальных рек температура такая же, как в море; солёность постоянна и равна 7 ‰; в Керченском проливе температура такая же, как в море, солёность 12 ‰; скорость нормальных потоков в устьях рек, Керченском проливе и верхнебосфорском течении рассчитана по среднемесячным климатическим расходам рек и проливов [24]. В нижнебосфорском течении температура и солёность соответствуют среднегодовым характеристикам Мраморного моря 12 °C и 35 ‰. Среднемесячный расход (и затем скорость) в нижнебосфорском течении вычисляется из условия сохранения массы воды в бассейне в среднем за год.

Дискретизация уравнений модели выполнена на C -сетке. При проведении численных экспериментов для производной по времени использовалась схема центральных разностей («leap-frog»). Эта схема при малых шагах по времени практически не искажает длинноволновую часть спектра движения и при линейном изменении функции от шага к шагу по времени почти консервативна. Недостатки этой схемы обусловлены проявлением слабой неустойчивости, для предотвращения которой необходимо использовать временной фильтр, в качестве которого периодически применялась схема Матсуно. Аппроксимация по времени слагаемых уравнений адвекции-диффузии тепла и соли осуществлялась следующим образом. Для адвекции использовалась явная схема по времени, горизонтальная диффузия бралась с предыдущего шага по времени, вертикальная диффузия аппроксимировалась неявным образом. В уравнениях движения для нелинейных слагаемых использовалась явная схема, полунеявное представление давления [25], вертикальная вязкость описывалась неявным образом, горизонтальная вязкость рассчитывалась с предыдущего шага по времени. Описанная дискретизация по времени отличается от варианта модели, представленного в [23], и была выбрана с целью использования метода прогонки, который в отличие от применявшихся ранее является точным решением разностных уравнений.

Горизонтальное разрешение модели составляет 1,64 км, по вертикали заданы 27 z -горизонтов с неравномерным шагом от нескольких метров в верхних слоях до 200 м в глубинных. Используемое горизонтальное разрешение меньше бароклинного радиуса деформации Россби (который в Черном море варьирует от ~5 км в прибрежной зоне до ~20 км в глубоководной части), поэтому модель МГИ воспроизводит мезомасштабные вихри в явном виде. Шаг по времени равен 96 с.

Морской бассейн «аппроксимируется боксами, центрам которых соответствуют целочисленные значения индексов i, j, k ($i = i_1, \dots, i_N, j = j_1, \dots, j_M, k = 1, \dots, K_{i,j}$), граням — $i+1/2, j+1/2, k+1/2$. Горизонтальные размеры боксов (h_x, h_y) постоянные, по вертикали используется неравномерная аппроксимация ($h_z^k = z_{k+1/2} - z_{k-1/2}, h_z^{k+1/2} = z_{k+1} - z_k$). На горизонтах z_k рассчитываются горизонтальные компоненты ско-

рости u и v , на горизонтах $z_{k\pm 1/2}$ — вертикальная скорость w . Температура T , соленость S и плотность ρ вычисляются в центре бокса, компоненты вихря скорости ξ — на его гранях. Пространственное распределение прогностических переменных показано на рис. 1» [6, с. 349–350].

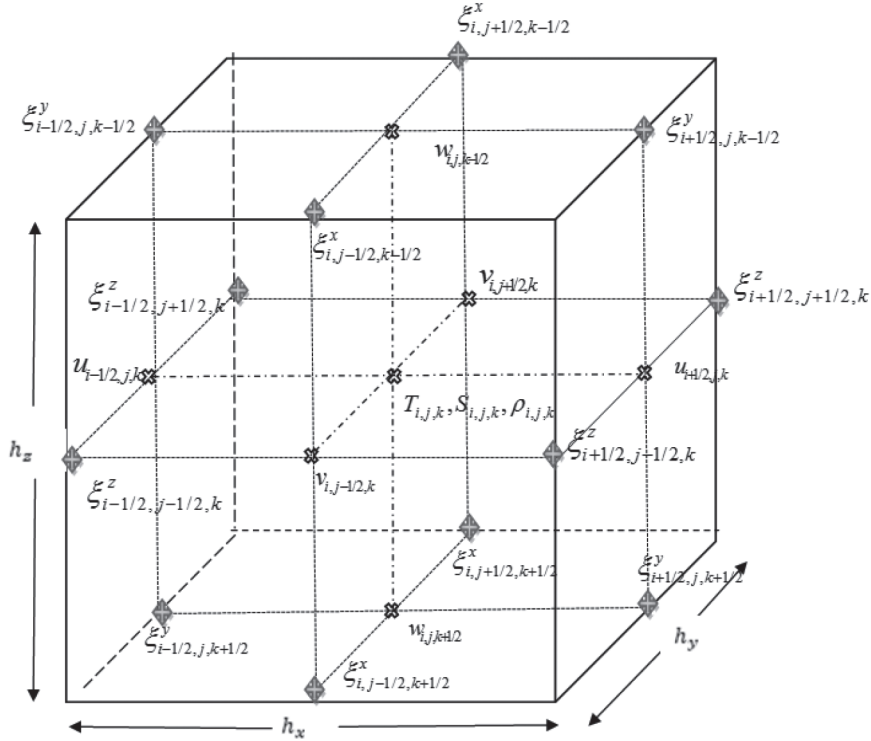


Рис. 1. Распределение переменных в боксе (i, j, k) [6]

Fig. 1. Distribution of variables in the box (i, j, k) [6]

Введем обозначения для конечно-разностных операторов, действующих вдоль оси x (аналогично вдоль y и z):

$$\overline{\varphi}_{i,j,k}^x = \frac{\varphi_{i+1/2,j,k} + \varphi_{i-1/2,j,k}}{2}, \quad \delta_x \varphi_{i,j,k} = \frac{\varphi_{i+1/2,j,k} - \varphi_{i-1/2,j,k}}{h_x}, \quad \nabla_{x,y}^2 \varphi_{i,j,k} = \delta_x^2 \varphi_{i,j,k} + \delta_y^2 \varphi_{i,j,k}. \quad (1)$$

Тогда разностные уравнения движения в модели записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} - [v, \xi^z]_{i+1/2,j,k} + \overline{w_{i+1/2,j,k}}^x \overline{\xi_{i+1/2,j,k}^y} h_z^k (h_z^k)^{-1} &= -\delta_x (E_{i+1/2,j,k} + P_{i+1/2,j,k}), \\ \frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt} + [u, \xi^z]_{i,j+1/2,k} + \overline{w_{i,j+1/2,k}}^y \overline{\xi_{i,j+1/2,k}^x} h_z^k (h_z^k)^{-1} &= -\delta_y (E_{i,j+1/2,k} + P_{i,j+1/2,k}). \end{aligned} \quad (2)$$

Для задания граничных условий на свободной поверхности используются данные атмосферной модели *SKIRON* [26], которая для Черного моря имеет наибольшее на сегодняшний день горизонтальное разрешение $0,1^\circ$. При учете реалистичного атмосферного воздействия за 2016 г. проведено три численных эксперимента сроком на один год. Их отличие между собой заключалось в формуле аппроксимации нелинейных горизонтальных слагаемых в уравнениях движения (вторые слагаемые в левой части (2)). В первом расчете (эксперимент 1) они имеют вид:

$$[v, \xi^z]_{i+1/2,j,k} = \overline{v_{i+1/2,j,k}}^y \overline{\xi_{i+1/2,j,k}^z}^{xy^x}, \quad [u, \xi^z]_{i,j+1/2,k} = \overline{u_{i,j+1/2,k}}^x \overline{\xi_{i,j+1/2,k}^z}^{xy^y}. \quad (3)$$

Схема (3) обеспечивает сохранение энергии в дискретном виде и записана на минимальном разностном шаблоне.

Во втором расчете (эксперимент 2) используем аппроксимацию, которая соответствует схеме Садурни [20] и сохраняет потенциальную энтрофию:

$$\begin{aligned} [v, \xi^z]_{i+1/2, j, k} &= \frac{1}{3} \left\{ \overline{2v_{i+1/2, j, k} \xi_{i+1/2, j, k}^z}^{xy} + \frac{\overline{v_{i+1, j, k} \xi_{i+3/2, j, k}^z}^y + \overline{v_{i, j, k} \xi_{i-1/2, j, k}^z}^y}{2} \right\}, \\ [u, \xi^z]_{i, j+1/2, k} &= \frac{1}{3} \left\{ \overline{2u_{i, j+1/2, k} \xi_{i, j+1/2, k}^z}^{xy} + \frac{\overline{u_{i, j+1, k} \xi_{i, j+3/2, k}^z}^x + \overline{u_{i, j, k} \xi_{i, j-1/2, k}^z}^x}{2} \right\}. \end{aligned} \quad (4)$$

В третьем эксперименте (эксперимент 3) применяется схема А–Л [3], при использовании которой в дискретном виде сохраняются и энергия, и потенциальная энтропия:

$$\begin{aligned} [v, \xi^z]_{i+1/2, j, k} &= \overline{v_{i+1/2, j, k} \xi_{i+1/2, j, k}^z}^{xy} + \frac{h_x^2 h_y^2}{48} \delta_x \left[(\delta_y v_{i+1/2, j, k}) (\delta_x \delta_y \xi_{i+1/2, j, k}^z) \right] - \\ &\quad - \frac{h_x h_y}{6} \left[\delta_x \left(\overline{u_{i+1/2, j, k} \delta_y \xi_{i+1/2, j, k}^z}^x \right) - \frac{1}{2} \left(u_{i+1/2, j, k} \delta_x \delta_y \overline{\xi_{i+1/2, j, k}^z}^x \right) \right], \\ [u, \xi^z]_{i, j+1/2, k} &= \overline{u_{i, j+1/2, k} \xi_{i, j+1/2, k}^z}^{xy} + \frac{h_x^2 h_y^2}{48} \delta_y \left[(\delta_x u_{i, j+1/2, k}) (\delta_x \delta_y \xi_{i, j+1/2, k}^z) \right] - \\ &\quad - \frac{h_x h_y}{6} \left[\delta_y \left(\overline{v_{i, j+1/2, k} \delta_x \xi_{i, j+1/2, k}^z}^y \right) - \frac{1}{2} \left(v_{i, j+1/2, k} \delta_x \delta_y \overline{\xi_{i, j+1/2, k}^z}^y \right) \right]. \end{aligned} \quad (5)$$

3. Результаты

По результатам трех экспериментов получены среднесуточные данные о высоте уровня моря, температуре, солености и скоростях течений Черного моря в 2016 г. Среднесуточное осреднение выполнено чтобы отфильтровать инерционные колебания (для Черного моря период колебаний около 17,6 ч), которые затрудняют интерпретацию результатов. Валидация результатов проводилась по контактными измерениями температуры, солености и скорости течений, которые получены в ходе экспедиций НИС «Профессор Водяницкий» в 2016 г. [27, 28], данных о температуре и солености с 14-ти буев АРГО, профилировавших в течение 2016 г., а также на основе сопоставления со спутниковыми снимками температуры поверхности моря и восходящего изучения, свободно предоставляемыми Морским порталом МГИ [29]. Данные натурных наблюдений взяты из Банка океанографических данных МГИ [30]. Так как прямые измерения скорости течений в рейсах НИС были немногочисленны (из 336 станций, выполненных в 2016 г., измерения скорости проводились лишь на 102), то для общей оценки точности результатов моделирования рассчитаны среднеквадратические отклонения (СКО) модельных данных температуры и солености от натурных измерений для всех горизонтов модели до глубины 1500 м. СКО вычислялись для каждого буя и рейса, затем результаты по всем платформам (14 буев, 3 рейса) усреднены. На рис. 2 величины средних СКО температуры представлены в виде вертикальных профилей, также для выборочных станций показаны сами профили по данным наблюдений и моделирования в зимний и летний сезоны. Аналогичные данные для солености приведены на рис. 3. Профили на рис. 2 и 3 изображены до глубины 300 м, т. к. ниже разница между экспериментами минимальна и модельные данные близки к натурным.

Как видно из рис. 2, а, для всех экспериментов наибольшие СКО температуры наблюдаются на глубинах 20–30 м. Анализ профилей температуры на различных станциях показал, что ошибки моделирования вертикальной структуры поля температуры связаны с неточностью воспроизведения глубины залегания и толщины сезонного термоклина (рис. 2, б). В зимний период толщина верхнего перемешанного слоя воспроизводится достаточно точно, однако его температура занижена по сравнению с измерениями (рис. 2, в).

Максимальные СКО солености выявлены между горизонтами 75 и 113 м (рис. 3, а), что соответствует среднему положению глубины залегания верхней границы основного галоклина. Отклонения величины солености слабо зависят от сезона, здесь модель может как завышать, так и занижать соленость (рис. 3, б, в).

Достаточно высокие отклонения термохалинных характеристик в областях больших вертикальных градиентов обычно корректируются процедурой ассимиляции данных наблюдений. В рассматриваемых экспериментах мы не усваивали данные наблюдений, чтобы оценить влияние именно численных аппроксимаций. Сравнение отклонений температуры и солености для трех расчетов показало, что применение различных схем аппроксимации нелинейных членов в уравнениях движения не приводит к статистически

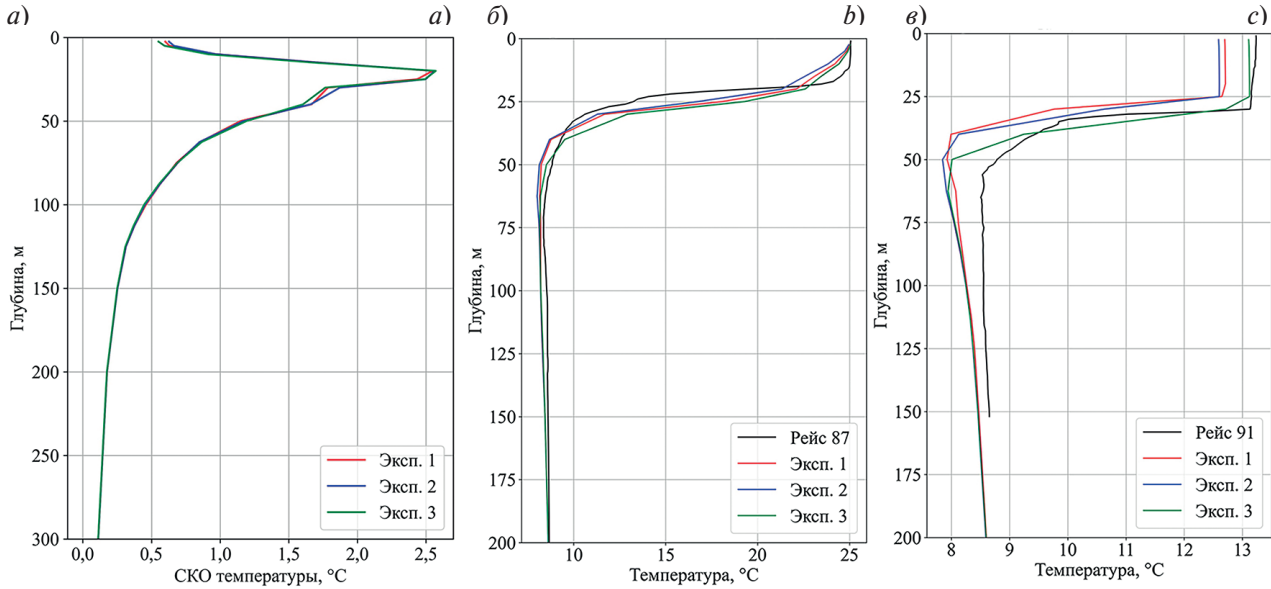


Рис. 2. Профили СКО температуры и профили температуры по результатам моделирования и наблюдений: *a* — среднее СКО; *б* — 10.07.2016, станция (44,37° с. ш., 34,58° в. д.); *в* — 01.12.2016, станция (44,5° с. ш., 36,42° в. д.)

Fig. 2. Vertical profiles of temperature RMSD and temperature profiles from model simulations and *in situ* observations: *a* — mean RMSD; *b* — station at 44.37° N, 34.58° E, 10 July 2016; *c* — station at 44.50° N, 36.42° E, 1 December 2016

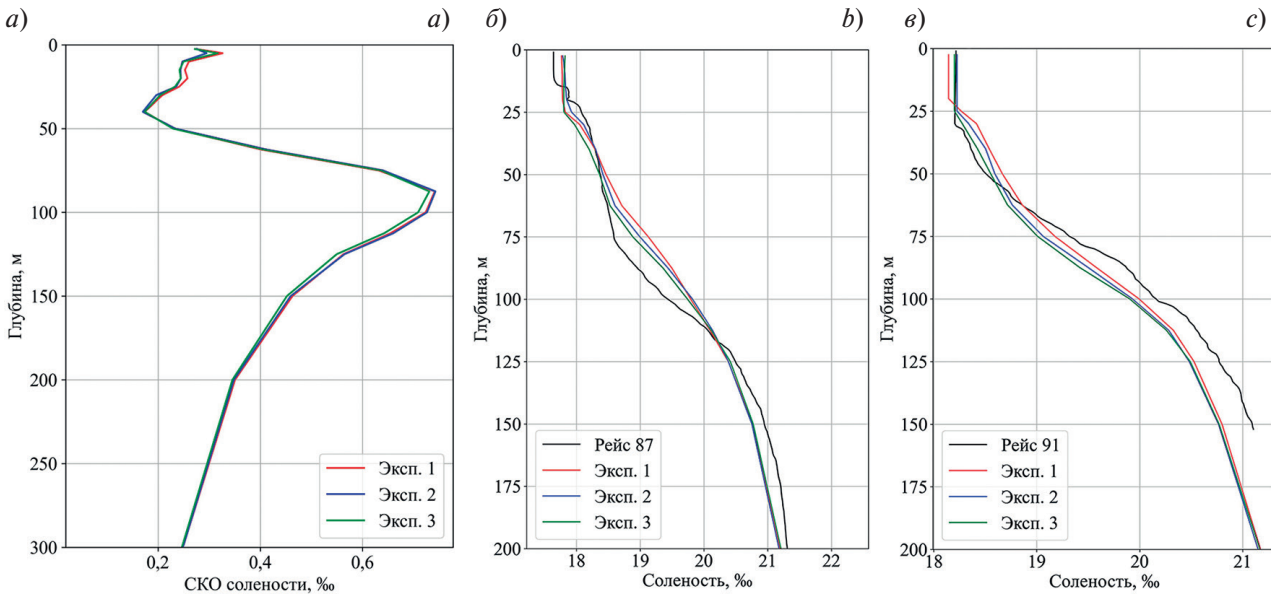


Рис. 3. Профили СКО солености и профили солености по результатам моделирования и наблюдений: *a* — среднее СКО; *б* — 10.07.2016, станция (44,37° с. ш., 34,58° в. д.); *в* — 01.12.2016, станция (44,5° с. ш., 36,42° в. д.)

Fig. 3. Vertical profiles of salinity RMSD and salinity profiles from model simulations and *in situ* observations: *a* — mean RMSD; *b* — station at 44.37° N, 34.58° E, 10 July 2016; *c* — station at 44.50° N, 36.42° E, 1 December 2016

значимому изменению значений СКО. Следует отметить, что наибольшие различия между экспериментами проявляются в профилях температуры. По-видимому, адвективная часть потока тепла более чувствительна к способу расчета компонентов вектора скорости.

Как указано выше, в связи с малым количеством прямых измерений скорости течений, выполнено качественное сравнение модельных скоростей и измеренных в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» для северной части Черного моря в окрестностях Крымского п-ва (рис. 4). Карты модельных полей скорости,

осредненных за период съемки, сопоставлялись с картами течений, восстановленных по инструментальным точечным наблюдениям, выполненным в рейсах (данные опубликованы в [27, рис. 2, з], [28, рис. 2, з] и предоставлены авторами).

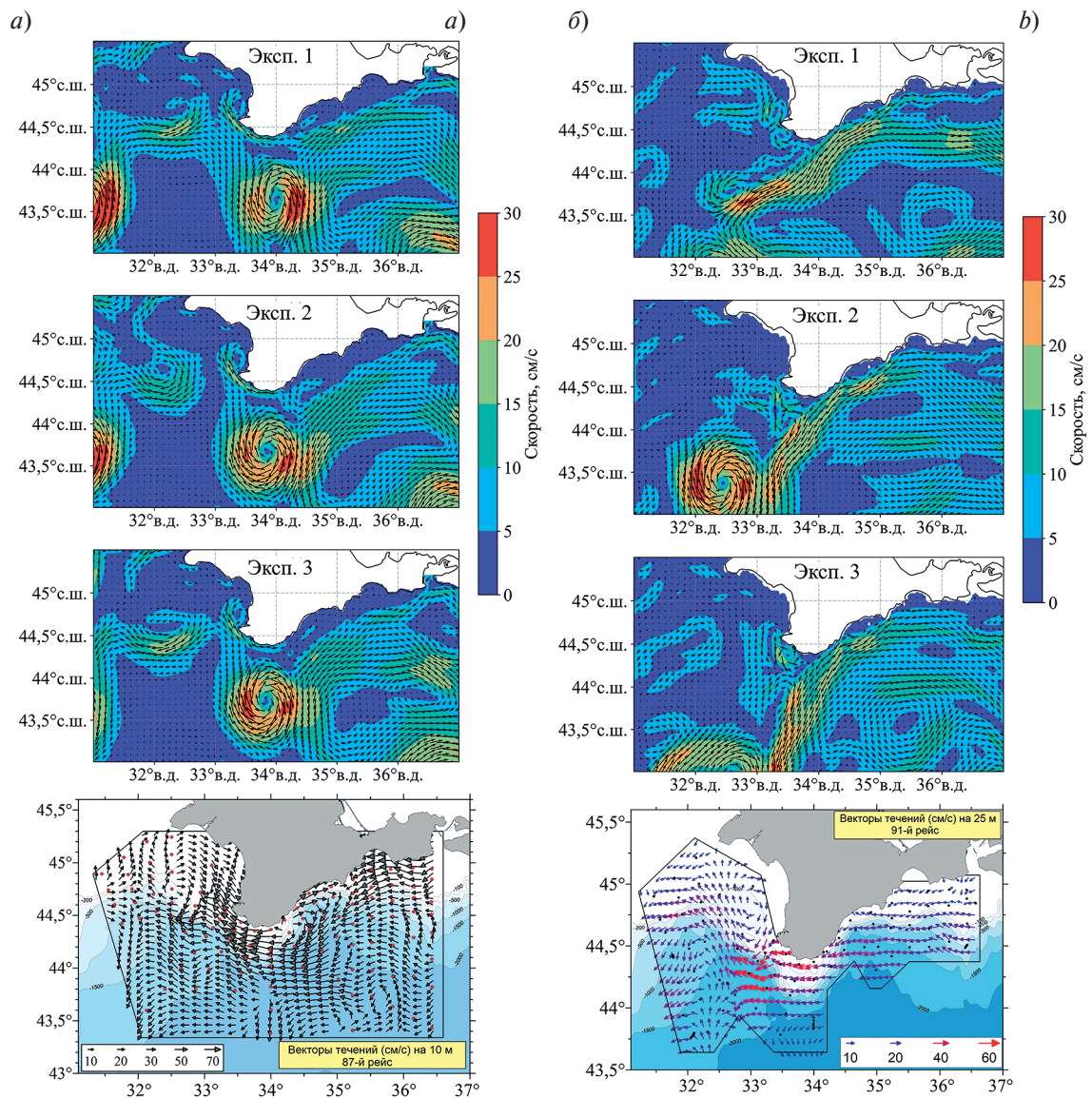


Рис. 4. Карты средних по времени модельных скоростей и течений, восстановленных по измерениям [27, рис. 2, з], [28, рис. 2, з], за периоды выполнения рейсов НИС «Профессор Водяницкий»: *а* — рейс 87, глубина 10 м; *б* — рейс 91, глубина 25 м

Fig. 4. Maps of time-averaged modeled current velocities and currents reconstructed from measurements [27, Fig. 2d; 28, Fig. 2d] for the periods of cruises 87 and 91 of the R/V “Professor Vodyanitsky”: *a* — cruise 87, depth 10 m; *b* — cruise 91, depth 25 m

В летний период (рис. 4, *а*) Основное черноморское течение (ОЧТ) характеризовалось высокой интенсивностью со скоростью вблизи южной оконечности Крыма до 70 см/с. К югу от полуострова зафиксирован антициклонический вихрь (Крымский антициклон). Выше параллели 44,5° с. ш. наблюдается неоднородная структура поля скорости, что указывает на интенсивное меандрирование струи ОЧТ и возможно на начальную стадию формирования Севастопольского антициклона. Положение струи ОЧТ вблизи Южного Берега Крыма воспроизводится во всех расчетах, Крымский и Севастопольский антициклоны обнаруживаются в экспериментах 2 и 3. Вихрь к югу от Крымского п-ва явно не наблюдается в поле скорости по данным измерений, однако его существование косвенно подтверждается положением фронтальной зоны на спутниковых снимках яркости восходящего излучения по данным [29] (рис. 5, *а*).

Зимой по данным измерений ОЧТ приобретает вид узкой прижатой к берегу струи со скоростью до 60 см/с, на шельфе к западу от Крыма регулярных структур не наблюдается. Как видно из рис. 4, б по данным моделирования положение и структура ОЧТ вблизи юго-восточного побережья Крыма соответствует наблюдениям. По результатам экспериментов 2 и 3 выявлен поворот струи на юго-запад между меридианами 33° и 34° в. д. С течением времени струя смещается на юг под воздействием антициклонического вихря (рис. 5, б), хорошо наблюдаемого в поле температуры поверхности моря в виде ядра теплых вод к юго-западу от Крыма [29].

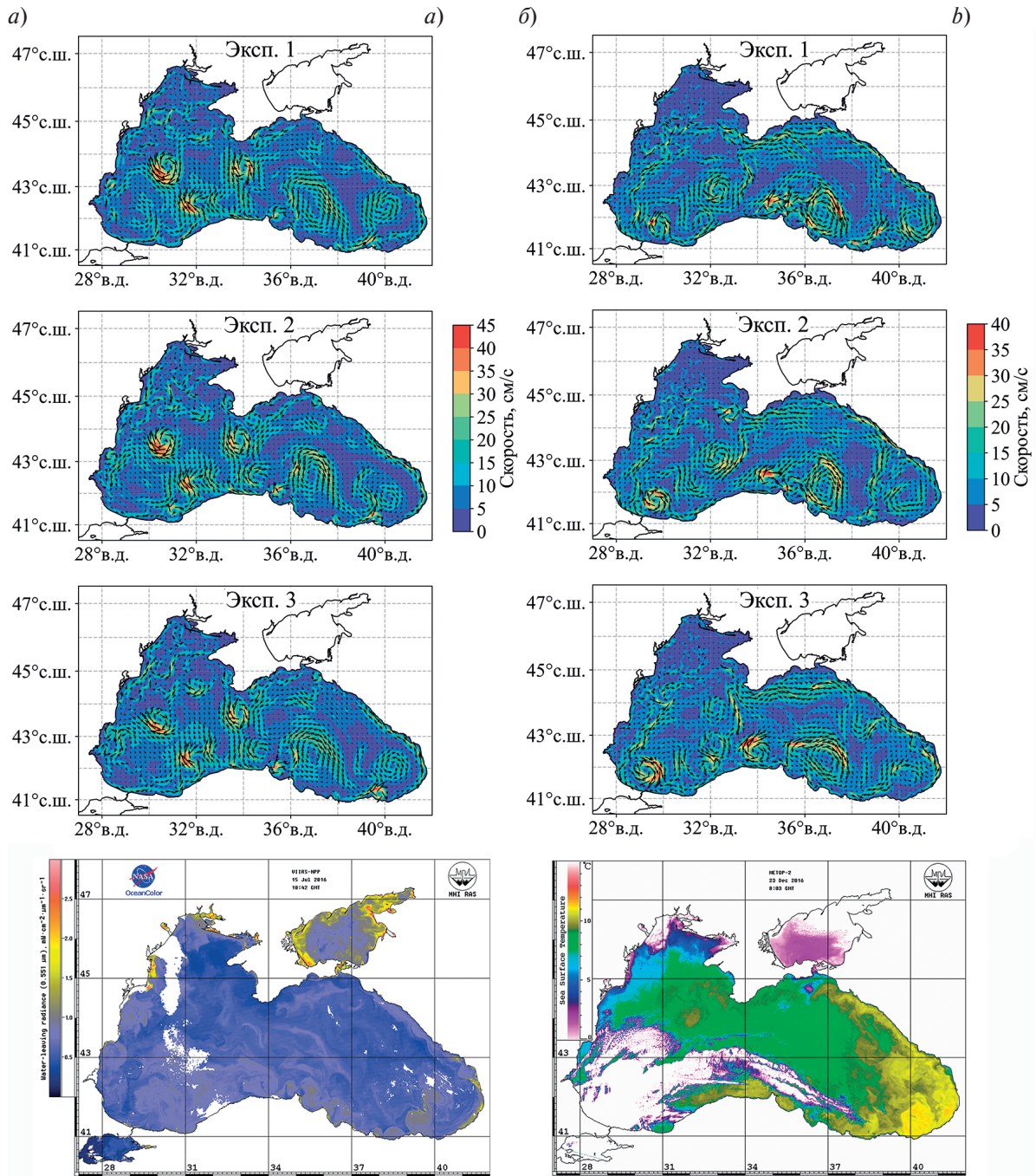


Рис. 5. Карты модельных среднесуточных скоростей течений и спутниковых снимков поверхности моря [29]:
а — на 12.07.2016; б — на 23.12.2016

Fig. 5. Maps of daily modeled current velocities and satellite images of the sea surface [29]: a — 12 July 2016; b — 23 December 2016

Для обоих сезонов моделью воспроизводится интенсивная вихревая динамика вблизи Анатолийского побережья Турции и в юго-восточной части моря, подтверждаемая спутниковыми снимками поверхности моря (рис. 5).

Анализ карт течений для всех расчетов и натурных данных показывает, что модельные значения модуля скорости занижены по сравнению с наблюдениями, что связано, во-первых, с осреднением по времени модельных данных, а во-вторых, с известной проблемой недооценки моделями циркуляции скорости течений в верхних слоях. Сопоставление модельных и измеренных скоростей течений для других горизонтов (здесь не показано) подтверждает описанные выше качественные особенности (положение ОЧТ, Крымского и Севастопольского антициклонов). При этом количественно ниже 100 м в летний сезон значения модуля скорости близки по величинам и составляют в среднем 12 см/с, а осенью и зимой измеренные скорости выше модельных примерно на 30 %.

Сравнение результатов моделирования поля скорости между собой показывает, что в целом все три расчета дают близкие картины течений, но со временем проявляются и качественные различия в структуре поля (рис. 4 и 5). Это объясняется перераспределением кинетической энергии течений в зависимости от выбранной схемы аппроксимации. На рис. 6 для трех экспериментов представлено изменение в течение 2016 г. осредненной по объему кинетической энергии. Как видно различия в величинах энергии начинаются с апреля, при этом кинетическая энергия в эксперименте 3 (рис. 6, зеленая кривая) меньше, чем в 1-м и 2-м расчетах до конца года. Наибольшая энергия получена в эксперименте 2 (рис. 6, синяя кривая) в мае-июле и октябре-ноябре. При анализе величин кинетической энергии, усредненных по горизонтам, установлено, что в верхних слоях моря ее значения в течение года практически одинаковы во всех экспериментах, что обусловлено ветровым воздействием. При этом максимальные расхождения между значениями средней энергии на горизонтах наблюдаются на глубинах от 30 до 200 м.

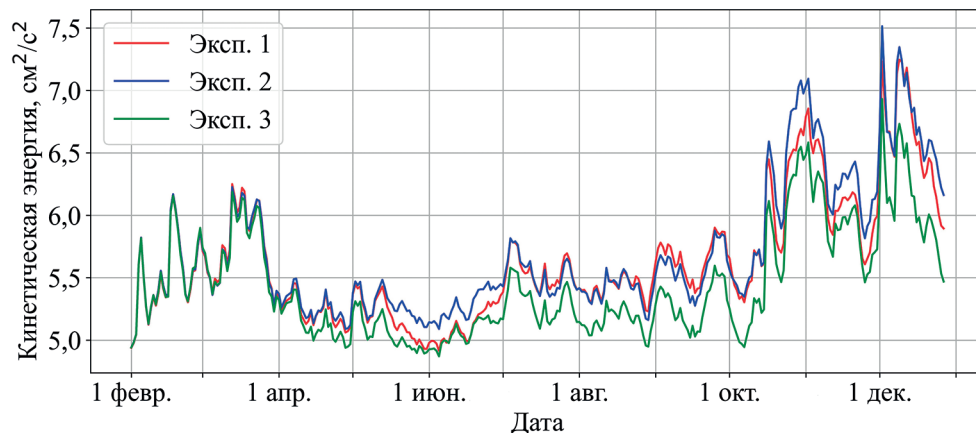


Рис. 6. Изменение в течение 2016 г. осредненной по объему кинетической энергии по результатам экспериментов

Fig. 6. Temporal evolution of volume-averaged kinetic energy in 2016 for the three numerical experiments

4. Обсуждение

По результатам расчетов был проведен численный анализ бюджета кинетической энергии циркуляции (дискретное уравнение скорости изменений кинетической энергии представлено в [31]). Изменение кинетической энергии формируется в результате адвекции, вертикальной и горизонтальной диссипации энергии, работы сил ветра и плавучести. В соответствии с [31] положительное значение работы силы плавучести указывает на переход энергии из доступной потенциальной в кинетическую в результате бароклинной неустойчивости, отрицательное — на преобразование энергии из кинетической в доступную потенциальную. Предварительные оценки показали, что вклад адвективного переноса на 2 порядка меньше других слагаемых, поэтому в дальнейшем анализе не представлен.

На рис. 7 изображены поля работы силы плавучести (WRG), вертикальной ($VDIS$) и горизонтальной ($HDIS$) диссипации кинетической энергии на горизонте 50 м в декабре. Из рис. 7, а видно, что во втором и третьем экспериментах увеличиваются области отрицательных значений работы силы плавучести вблизи свала глубин у Южного берега Крыма и в восточной части Анатолийского побережья.

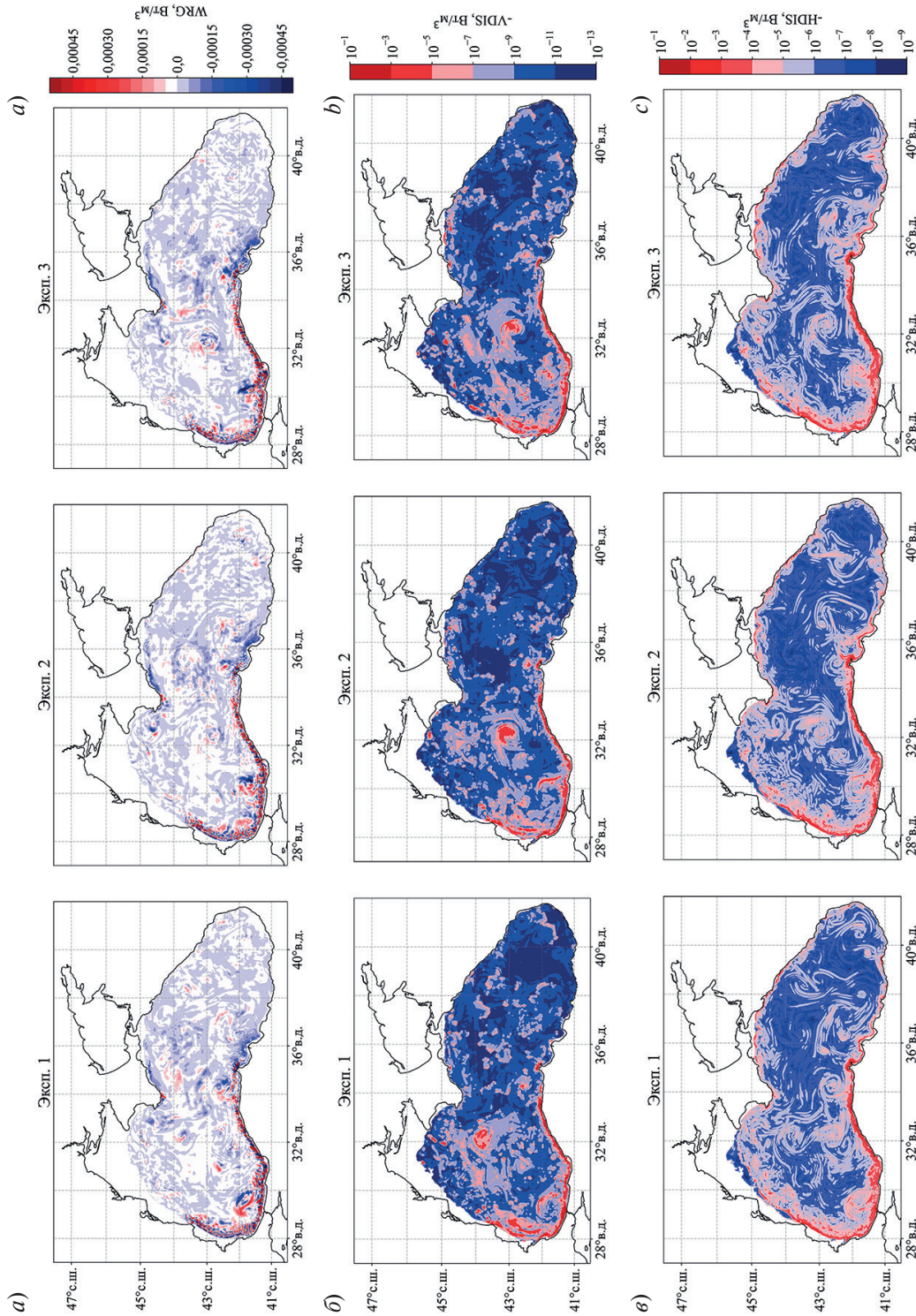


Рис. 7. Компоненты бюджета кинетической энергии на глубине 50 м в декабре: *a* — работа силы плавучести WRG; *b* — вертикальная диссипация VDIS; *c* — горизонтальная диссипация HDIS

Fig. 7. Components of the kinetic energy budget at 50 m depth in December: *a* — buoyancy work, WRG; *b* — vertical dissipation, VDIS; *c* — horizontal dissipation, HDIS

В западной части глубоководной зоны моря для всех расчетов преобладают положительные значения работы силы плавучести. Анализ показал, что в эксперименте 1 в среднем по площади работа силы плавучести положительна, следовательно, кинетическая энергия возрастает, а в экспериментах 2 и 3 отрицательна и кинетическая энергия уменьшается за счет преобразования в доступную потенциальную. Для 2 и 3 расчетов по сравнению с экспериментом 1 в восточной части моря наблюдается увеличение потока энергии, связанного с вертикальной диссипацией кинетической энергии (рис. 7, б). При этом для потока, обусловленного горизонтальной диссипацией, существенных различий между результатами экспериментов не обнаружено (рис. 7, в). Описанные тенденции пространственной изменчивости потоков VDIS и HDIS с увеличением глубины сохраняются.

Таким образом, применение численной схемы, обладающей двумя квадратичными инвариантами в уравнениях движения, приводит к увеличению потока энергии при трансформации кинетической энергии в доступную потенциальную, а также к росту диссипации энергии за счет вертикального трения.

Для более детального анализа результатов расчетов энергетических характеристик был построен график разности величин средней кинетической энергии между третьим и первым, третьим и вторым экспериментами (рис. 8). Согласно рис. 8, применение схемы с сохранением энергии и энтропии в третьем эксперименте приводит к меньшим значениям кинетической энергии по сравнению с двумя другими расчетами. Это свидетельствует о количественном различии в передаче энергии между движениями разных масштабов.

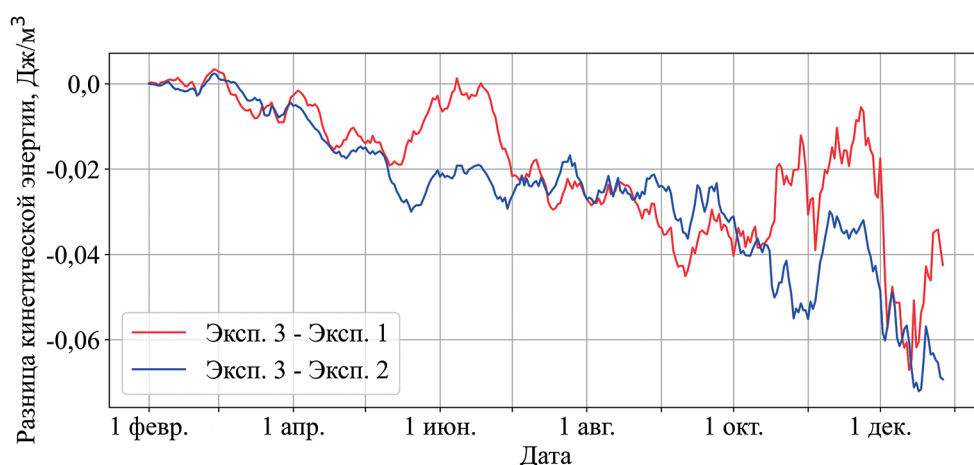


Рис. 8. Изменение со временем разницы между экспериментами величин средней по объему кинетической энергии

Fig. 8. Temporal evolution of differences in volume-averaged kinetic energy between the experiments

Анализ пространственного распределения разницы кинетической энергии между экспериментами в декабре 2016 г. (рис. 9) показал, что наибольшие отличия имеют место на периферии мезомасштабных вихрей и около Анатолийского побережья, где в этот период наблюдается наиболее интенсивное вдольбереговое течение.

Наибольшие отличия в энергетических потоках наблюдаются при расчете работы силы адвекции (рис. 10, а) и работы силы плавучести (рис. 10, б). Различная аппроксимация нелинейных слагаемых в уравнениях движения приводит к изменениям в работе силы плавучести (рис. 10, б) и, как следствие, к перераспределению энергии между доступной потенциальной и кинетической энергий.

5. Заключение

Представленные в работе результаты модельных экспериментов позволили показать, что выбор способа аппроксимации нелинейных слагаемых в уравнениях движения существенно влияет на структуру течений. Все три схемы обладают свойством консервативности, обеспечивающим сохранение квадратичных величин (энергии, потенциальной энтропии) в различных комбинациях. Такие схемы не дают формальной гарантии улучшения локальной точности в прогнозируемых полях по сравнению с наблюдениями, но важны при длительных интегрированиях. Кроме того, при моделировании течений существенные ошибки в прогнозируемые поля вносят краевые и начальные условия, которые могут превышать погрешности аппроксимации. Возможно, поэтому результаты трех экспериментов при сопоставлении с данными наблюдений близки друг другу.

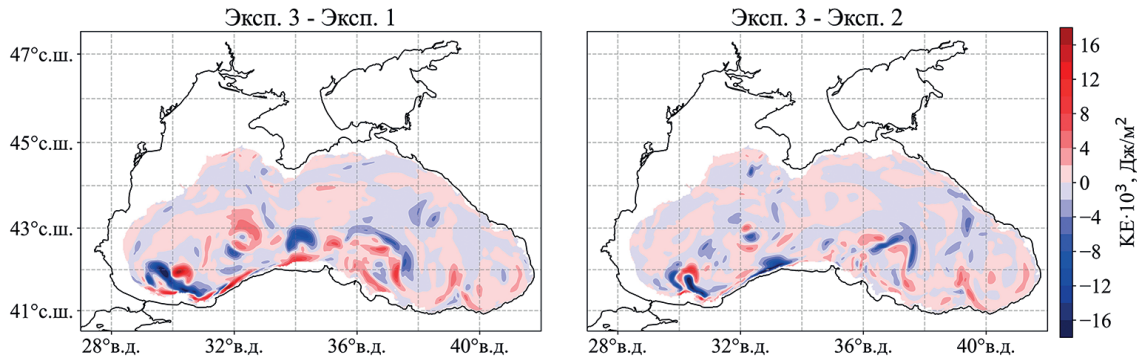


Рис. 9. Пространственное распределение разницы между экспериментами величин кинетической энергии, проинтегрированных в слое 30–200 м, для декабря 2016 г.

Fig. 9. Spatial distribution of differences in kinetic energy integrated over the 30–200 m layer between Experiment 3 and Experiments 1 and 2 for December 2016

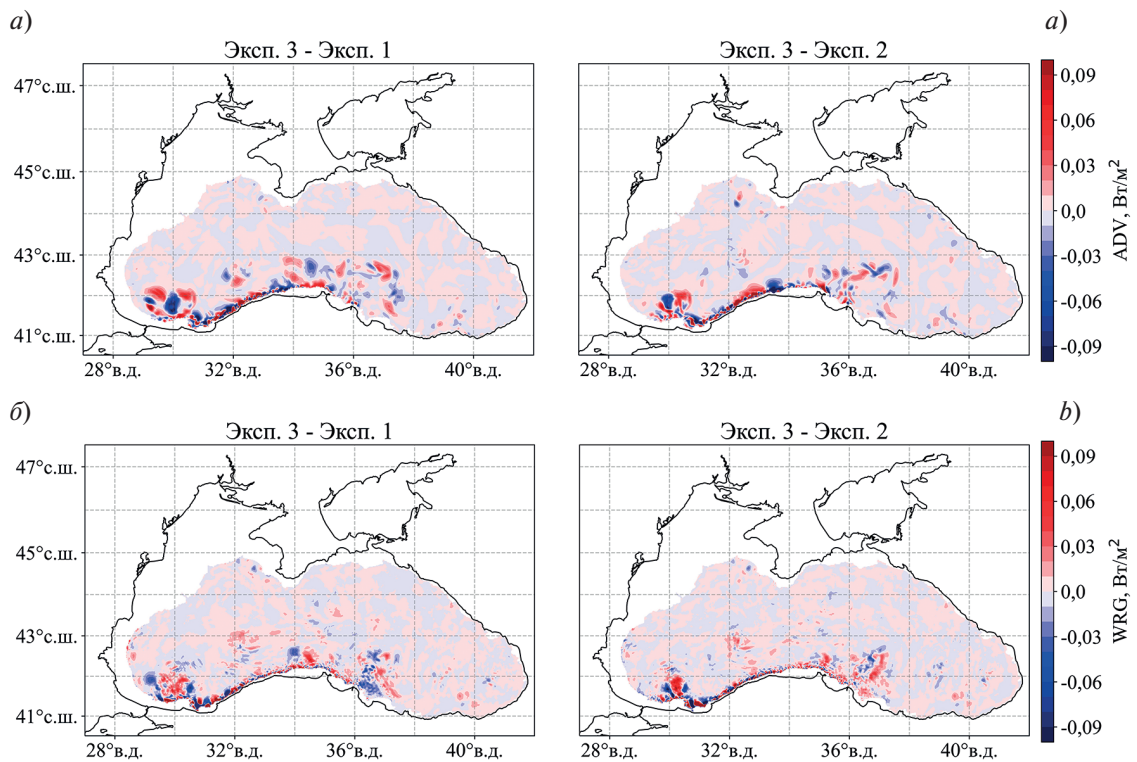


Рис. 10. Пространственное распределение разницы между экспериментами для величин работы, проинтегрированных в слое 30–200 м, в декабре 2016 г.: *a* — силы адвекции; *b* — силы плавучести

Fig. 10. Spatial distribution of differences between the experiments in work terms integrated over the 30–200 m layer in December 2016: *a* — work associated with the advective terms; *b* — buoyancy work term

При сопоставлении энергетических потоков, формируемых в результате работы сил адвекции и плавучести, наибольшая разница наблюдается в областях интенсивных течений (на периферии мезомасштабных вихрей и струйных течений). Естественные отличия в работе силы адвекции между тремя расчетами приводят к разнице в работе архимедовой силы и, следовательно, в воспроизведении процессов бароклинной неустойчивости.

Финансирование

Работа выполнена в рамках темы госзадания № FNNN-2024-0001.

Funding

The study has been carried out as part of the state assignment No. FNNN-2024-0001.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

Литература

1. Skopenkov M. Discrete field theory: symmetries and conservation laws // Mathematical Physics Analysis and Geometry. 2023. Vol. 26: 19. EDN ITXDSK. <https://doi.org/10.1007/s11040-023-09459-4>
2. Arakawa A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow // Journal of Computational Physics. 1966. Vol. 1. P. 119–143. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(66\)90015-5](https://doi.org/10.1016/0021-9991(66)90015-5)
3. Arakawa A., Lamb V.R. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation // Monthly Weather Review. 1981. Vol. 109(1). P. 18–36. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109%3C0018:APEAEC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109%3C0018:APEAEC%3E2.0.CO;2)
4. Sugibuchi Y., Matsuo T., Sato S. Constructing invariant-preserving numerical schemes based on Poisson and Nambu brackets // Japan Society for Industrial and Applied Mathematics. 2018. Vol. 10. P. 53–56. <https://doi.org/10.14495/jsiaml.10.53>
5. Toy M.D., Nair R.D. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations extended to generalized curvilinear coordinates // Monthly Weather Review. 2016. Vol. 145(3). P. 751–772. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0250.1>
6. Демьяшев С.Г. Схема Аракавы — Лэмба в приложении для стратифицированной несжимаемой жидкости при отсутствии трения // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 346–357. EDN MMVQEN
7. Stewart A.L., Dellar P.J. An energy and potential enstrophy conserving numerical scheme for the multi-layer shallow water equations with complete Coriolis force // Journal of Computational Physics. 2016. Vol. 313. P. 99–120. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2015.12.042>
8. Shchepetkin A.F., McWilliams J.C. The Regional Ocean Modeling System: A splitexplicit, free-surface, topography following coordinates ocean model // Ocean Modelling. 2005. Vol. 9(4). P. 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
9. Huang H., Chen C., Cowles G.W., et al. FVCOM validation experiments: Comparisons with ROMS for three idealized barotropic test problems // Journal of Geophysical Research. 2008. Vol. 113. C07042. <https://doi.org/10.1029/2007JC004557>
10. Backeberg B.C., Bertino L., Johannessen J.A. Evaluating two numerical advection schemes in HYCOM for eddy-resolving modelling of the Agulhas Current // Ocean Science Discussions. 2009. Vol. 5(2). P. 173–190. EDN NAFXJJ. <https://doi.org/10.5194/osd-6-429-2009>
11. User manual for the MIT General Circulation Model (MITgcm). 2018. URL: <http://hdl.handle.net/1721.1/117188> (дата обращения: 15.10.2025)
12. Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine // Note du P`ole de mod`elisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace. 2015. No 27. URL: https://epic.awi.de/id/eprint/39698/1/NEMO_book_v6039.pdf (дата обращения: 15.10.2025)
13. MOM6 documentation. 2023. URL: <https://mom6.readthedocs.io/en/dev-gfdl/about.html> (дата обращения: 17.10.2025)
14. Petersen M., Asay-Davis X., Jacobsen D., et al. MPAS Ocean User's Guide V6. Zenodo. 2018. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1246893>
15. Korn P. A structure-preserving discretization of ocean parametrizations on unstructured grids // Ocean Modelling. 2018. Vol. 132. P. 73–90. EDN RTLYEA. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.10.002>
16. Hecht M.W., Holm D.D., Petersen M.R., et al. Implementation of the LANS- α turbulence model in a primitive equation ocean model // Journal of Computational Physics. 2008. Vol. 227(11). P. 5691–5716. EDN MTUZZX. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2008.02.018>
17. Korn P., Linardakis L. A conservative discretizations of the shallow-water equations on triangular grids // Journal of Computational Physics. 2018. Vol. 375. P. 871–900. EDN YKSPML. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2018.09.002>
18. Le Sommer J., Penduff Th., Theetten S., et al. How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution // Ocean Modelling. 2009. Vol. 29(1). P. 1–14. EDN MLGFEB. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.007>
19. Eaves R.E., Maddison J.R., Marshall D.P., Waterman S. An Energy-and Enstrophy-Constrained Parameterization of Barotropic Eddy Potential Vorticity Fluxes // Journal of Physical Oceanography. 2025. Vol. 55(5). P. 573–591. EDN FOWQGE. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-24-0027.1>
20. Sadourny R. The dynamics of finite-difference models of the shallow-water equations // Journal of Atmospheric Sciences. 1975. Vol. 32, № 4. P. 680–689. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0680:TDOFDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0680:TDOFDM>2.0.CO;2)

21. Arakawa A., Hsu Y.-J. G. Energy conserving and potential–enstrophy dissipating schemes for the shallow water equations // Monthly Weather Review. 1990. Vol. 118. P. 1960–1969.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<1960:ECAPED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1960:ECAPED>2.0.CO;2)
22. Ducoussou N., Le Sommer J., Molines J.-M., Bell M. Impact of the “Symmetric Instability of the Computational Kind” at mesoscale- and submesoscale-permitting resolutions // Ocean Modelling. 2017. Vol. 120. P. 18–26. EDN NSMQCJ.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.10.006>
23. Демьшев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 137–149. EDN OOWHLL.
24. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 428 с.
25. Яковлев Н.Г. Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 5. С. 714–723.
26. Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., et al. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview // Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 Oct 1997, Athens, Greece. University of Athens, 1997. P. 109–122.
27. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Термохалинная структура вод у берегов Крыма и прилегающей открытой части Черного моря летом 2016 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. № 3. С. 20–31. EDN ZMZFVL.
28. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Особенности сезонной и синоптической изменчивости структуры вод в зоне Основного Черноморского течения в осенне-зимний период 2016 г // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 1. С. 32–43. EDN XQZIGD.
<https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-1-32-43>
29. Морской портал. 2025: Архив данных по Чёрному морю. Температура поверхности Чёрного моря по данным ИСЗ NOAA. URL: http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml (дата обращения: 23.07.2025).
30. Bayankina T.M., Godin E.A., Zhuk E.V., et al. Information resources of Marine Hydro-physical Institute, RAS: current state and development prospects // Processes in Geo-Media — Volume II. Springer Geology. Springer, Cham, 2021. P. 187–197. EDN FPRRFS. https://doi.org/10.1007/978-3-030-53521-6_22
31. Демьшев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч.I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 65–80. EDN PGCNXF.

References

1. Skopenkov M. Discrete field theory: symmetries and conservation laws. *Mathematical Physics, Analysis and Geometry*. 2023;26:19. <https://doi.org/10.1007/s11040-023-09459-4>
2. Arakawa A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: two-dimensional incompressible flow. *Journal of Computational Physics*. 1966;1:119–143. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(66\)90015-5](https://doi.org/10.1016/0021-9991(66)90015-5)
3. Arakawa A, Lamb VR. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation. *Monthly Weather Review*. 1981;109(1):18–36. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2)
4. Sugibuchi Y, Matsuo T, Sato S. Constructing invariant-preserving numerical schemes based on Poisson and Nambu brackets. *Japan Journal of Industrial and Applied Mathematics*. 2018;10:53–56. <https://doi.org/10.14495/jsiaml.10.53>
5. Toy MD, Nair RD. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations extended to generalized curvilinear coordinates. *Monthly Weather Review*. 2016;145(3):751–772.
<https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0250.1>
6. Demyshev SG. Arakawa–Lamb scheme in application to stratified incompressible fluid in the absence of friction. *Physical Oceanography*. 2025;32(3):361–371.
7. Stewart AL, Dellar PJ. An energy and potential enstrophy conserving numerical scheme for the multi-layer shallow water equations with complete Coriolis force. *Journal of Computational Physics*. 2016;313:99–120.
<https://doi.org/10.1016/j.jcp.2015.12.042>
8. Shchepetkin AF, McWilliams JC. The Regional Ocean Modeling System: a split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*. 2005;9(4):347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
9. Huang H, Chen C, Cowles GW, et al. FVCOM validation experiments: comparisons with ROMS for three idealized barotropic test problems. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008;113: C07042.
<https://doi.org/10.1029/2007JC004557>
10. Backeberg BC, Bertino L, Johannessen JA. Evaluating two numerical advection schemes in HYCOM for eddy-resolving modelling of the Agulhas Current. *Ocean Science Discussions*. 2009;5(2):173–190. <https://doi.org/10.5194/osd-6-429-2009>

11. User manual for the MIT General Circulation Model (MITgcm). 2018. Available from: <http://hdl.handle.net/1721.1/117188> (Accessed: 15.10.2025).
12. Madec G, the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace. 2015;(27). Available from: https://epic.awi.de/id/eprint/39698/1/NEMO_book_v6039.pdf (Accessed: 15.10.2025).
13. MOM6 documentation. 2023. Available from: <https://mom6.readthedocs.io/en/dev-gfdl/about.html> (Accessed: 17.10.2025).
14. Petersen M, Asay-Davis X, Jacobsen D, et al. MPAS Ocean User's Guide V6. Zenodo. 2018. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1246893>
15. Korn P. A structure-preserving discretization of ocean parametrizations on unstructured grids. *Ocean Modelling*. 2018;132:73–90. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.10.002>
16. Hecht MW, Holm DD, Petersen MR, et al. Implementation of the LANS- α turbulence model in a primitive equation ocean model. *Journal of Computational Physics*. 2008;227(11):5691–5716. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2008.02.018>
17. Le Sommer J, Penduff Th, Theetten S, et al. How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution. *Ocean Modelling*. 2009;29(1):1–14. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.007>
18. Korn P, Linardakis L. A conservative discretization of the shallow-water equations on triangular grids. *Journal of Computational Physics*. 2018;375:871–900. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2018.09.002>
19. Eaves RE, Maddison JR, Marshall DP, Waterman S. An energy- and enstrophy-constrained parameterization of barotropic eddy potential vorticity fluxes. *Journal of Physical Oceanography*. 2025;55(5):573–591. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-24-0027.1>
20. Sadourny R. The dynamics of finite-difference models of the shallow-water equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1975;32(4):680–689. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0680: TDOFDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0680: TDOFDM>2.0.CO;2)
21. Arakawa A, Hsu Y-JG. Energy conserving and potential-enstrophy dissipating schemes for the shallow water equations. *Monthly Weather Review*. 1990;118:1960–1969. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<1960: ECAPED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1960: ECAPED>2.0.CO;2)
22. Ducoussou N, Le Sommer J, Molines J-M, Bell M. Impact of the “Symmetric Instability of the Computational Kind” at mesoscale- and submesoscale-permitting resolutions. *Ocean Modelling*. 2017;120:18–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.10.006>
23. Demyshev SG. A numerical model of online forecasting Black Sea currents. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012;48:120–132. <https://doi.org/10.1134/S0001433812010021>
24. Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas in the USSR. Vol. IV. Black Sea. Issue 1. Hydrometeorological Conditions. Simonov AI, Altman EN, editors. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat; 1991. 429 p. (In Russ)
25. Iakovlev NG. A numerical model and preliminary results of calculations to reproduce the summer circulation in the Kara Sea. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 1996;32(5):660–668.
26. Kallos G, Nickovic S, Papadopoulos A, et al. The regional weather forecasting system SKIRON: an overview. In: Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments; 1997 Oct 15–17; Athens, Greece. 1997. p. 109–122.
27. Artamonov YuV, Alekseev DV, Skripaleva EA, et al. Thermohaline structure of water near the Crimea coast and adjacent open water area of the Black Sea at summer 2016. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2017;(3):20–31. (In Russ)
28. Artamonov YuV, Alekseev DV, Skripaleva EA, et al. Peculiarities of seasonal and synoptic variability of water structure in the zone of the Rim Current at autumn and winter 2016. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2018;(1):32–43. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-1-32-43> (In Russ)
29. Marine Portal. Available from: http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml (Accessed: 23.07.2025).
30. Bayankina TM, Godin EA, Zhuk EV, Ingerov AV, Isaeva EA, Vetsalo MP. Information resources of Marine Hydrophysical Institute, RAS: current state and development prospects. In: Processes in GeoMedia — Volume II. Springer Geology. 2021. p. 187–197. https://doi.org/10.1007/978-3-030-53521-6_22
32. Demyshev SG. Energy of the Black Sea climatic circulation. Part I: discrete equations of the time rate of change of kinetic and potential energy. *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2004;(9):65–80. (In Russ)

Об авторах

ДЕМЫШЕВ Сергей Германович, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, ORCID: 0000-0002-5405-2282, Scopus AuthorID: 6603919865, WoS ResearcherID: C-1729-2016, SPIN-код (РИНЦ): 1848-2350, e-mail: demyshev@gmail.com

ДЫМОВА Ольга Алексеевна, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, ORCID: 0000-0003-4036-2447, Scopus Author ID: 6508381809, WoS ResearcherID: P-9669-2015, SPIN-код (РИНЦ): 7565-1082, e-mail: olgdymova@mhi-ras.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/20736673.2026.19\(2\)-4](https://doi.org/10.59887/20736673.2026.19(2)-4)

EDN <https://elibrary.ru/jewjuuy>

УДК 551.468

© А. А. Родионов¹, М. К. Клеванная^{2*}, Р. Е. Ванкевич¹, Н. Е. Вольцингер¹, Д. А. Романенков¹, 2026

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

²ООО «Кардинал-софт», 192212, Санкт-Петербург, Белградская ул., д. 16

*marin-kl@ya.ru

Моделирование приливной динамики пролива Буссоль

Статья поступила в редакцию 09.07.2025, после доработки 20.05.2026, принята в печать 02.06.2026

Аннотация

Буссоль — самый глубокий и второй по ширине пролив в цепи островов Курильской гряды. Он доминирует в приливном транспорте из Охотского моря в Тихий океан, вентилируя его воды в слоях на глубине нескольких сотен метров. Горный рельеф пролива и его нерегулярная конфигурация определяют целесообразность моделирования в криволинейных гранично-согласованных координатах, отображающих физическую область краевой задачи на каноническую вычислительную область. В такой постановке выполнено высокоразрешающее моделирование чрезвычайно активной приливной динамики пролива в гидростатическом приближении. На открытых границах области задаются колебания уровня, вызванные суммарным приливом, содержащим 14 гармоник, в течение синодического месяца 29,5 суток. Начальные и граничные условия по стратификации используют данные цифрового климатического атласа. Анализируются рассчитанные приливные течения в разные фазы приливного цикла. Оценены максимальные за расчетный период скорости течения и средний транспорт воды через пролив. Результаты моделирования указывают на важную роль подводного вулканического массива в особенностях приливной динамики пролива. Полученные результаты реалистичны в той мере, какую предоставляет гидростатическая постановка краевой задачи. В этом отношении работу следует рассматривать как предварительный шаг к более репрезентативному и полному (негидростатическому) моделированию динамики пролива Буссоль.

Ключевые слова: пролив Буссоль, суммарный прилив, течения, краевая задача, гранично-криволинейные координаты, приливный транспорт воды

© А. А. Rodionov¹, М. К. Klevannaya^{2*}, Р. Е. Vankevich¹, Н. Е. Voltzinger¹, Д. А. Romanenkov¹, 2026

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia

²LLC CARDINAL-Soft, 16/2, Belgradskaya Str., St. Petersburg, 192212, Russia

*marin-kl@ya.ru

Modeling tidal dynamics of the Bussol Strait

Received 09.07.2025, Revised 20.05.2026, Accepted 02.06.2026

Abstract

The Bussol Strait is the deepest and second-widest strait in the Kuril Islands chain. It dominates in tidal water transport from the Sea of Okhotsk to the North Pacific Ocean, ventilating its waters in layers at depths of several hundred meters. The strait's mountainous topography and irregular configuration make it appropriate to model it using curvilinear boundary-fitted coordinates, which map the physical domain of the boundary-value problem onto the canonical computational domain. In this formula-

Ссылка для цитирования: Родионов А.А., Клеванная М.К., Ванкевич Р.Е., Вольцингер Н.Е., Романенков Д.А. Моделирование приливной динамики пролива Буссоль // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 41–51. EDN JEWJUY. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-4)

For citation: Rodionov A.A., Klevannaya M.K., Vankevich R.E., Voltzinger N.E., Romanenkov D.A. Modeling tidal dynamics of the Bussol Strait. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);41–51. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-4)

tion, high-resolution modeling of the strait's extremely active tidal dynamics was performed in a hydrostatic approximation. At the open boundaries of the domain, sea level fluctuations are specified, caused by a total tide containing 14 harmonics over a synodic month of 29.5 days. The initial and boundary conditions for stratification are based on data from a digital climate atlas. Computed tidal currents are analyzed in different phases of the tidal cycle. The maximum current velocities and average water transport through the strait were estimated for the simulation period. The modeling results indicate the important role of the submarine volcanic massif in the strait's tidal dynamics. The obtained results are realistic to the extent permitted by the hydrostatic formulation of the boundary value problem. In this regard, this work should be considered a preliminary step toward a more representative and complete (non-hydrostatic) modeling of the Bussol Strait's dynamics.

Keywords: Bussol Strait, summary tide, currents, boundary problem, boundary-fitted coordinates, tidal water transport

1. Введение

Буссоль — крупнейший глубокий пролив центральной части Курильской островной гряды. Он расположен между о-ми Черные Братья и о. Броутона на юге-западе и о. Симушир на северо-востоке, соединяя Охотское море с материковым склоном северо-западной части Тихого океана (рис. 1). Длина пролива ~30 км, ширина ~68 км, глубина ~3000 м. Основной морфоструктурой пролива является вытянутый в северо-восточном направлении подводный вулканический массив Архангельского; размер массива в основании 39×22 км, высота свыше 2200 м, плоская вершина 4×21 км находится под водой на глубине ~525 м при крутизне склонов до 25° . В проливе расположены также 17 вулканических массивов и подводных вулканов высотой до 600 м [1].

Согласно историческим сведениям приливные явления в регионе Курильской гряды формируются приливными волнами, распространяющимися из Тихого океана с особенностями, вызванными дифракцией волн островами и их взаимодействием с донными неоднородностями [2, 3]. В приливной полосе спектра колебаний уровня и течений доминируют суточные волны с преобладанием лунно-солнечной K_1 и главной лунной O_1 гармоник с периодами соответственно $T = 23,93$ и $T = 26,87$ ч. Проявляются и полусуточные гармоники: главная лунная M_2 с $T = 12,42$ ч и главная солнечная S_2 с $T = 12,00$ ч. В Курильских проливах величины приливных колебаний уровня достигают до 1,7–2,5 м, а скорости приливных течений — 2,5 м/с и более.

Хотя проведение экспедиционных исследований в проливах затруднено сильными приливными течениями и сложной гидрометеорологической и навигационной обстановками, отдельные натурные наблюдения над течениями в проливе Буссоль существуют, однако достоверное выделение приливной компоненты из полученных рядов ограничено длиной этих рядов. По двум наблюдениям за 24-часовой период вертикальных профилей скорости в одной точке [4], расположенной к юго-западу от массива Архангельского у его подножия на глубине 1600 м, амплитуда суточного приливного течения увеличивалась с глубиной и в 2006 (2007) году достигла максимума в 1,3 м/с (1,6 м/с) на горизонтах 1200–1300 м. Амплитуда полусуточного приливного течения составляла 0,3–0,4 м/с. Фазы этих приливов практически одинаковы по вертикали. Среднее течение имеет двухслойную структуру: верхний слой движется в сторону Тихого океана, а нижний — в сторону Охотского моря, при этом нулевая скорость наблюдается на горизонте около 800 м. Вертикальная структура суточного приливного течения объясняется наличием топографически захваченных волн с суточным периодом вокруг подводной горы в проливе Буссоль. По более ранним данным 2001 г. [5] были оценены амплитуды продольной составляющей приливных течений на ряде станций, расположенных поперек пролива. Суточные (полусуточные) течения оказались близкими к значениям 0,6 (0,4) м/с во время сизигийного прилива за исключением нескольких станций, где суточные течения достигали 1 м/с. Средние течения имели двухслойную структуру в глубоководных проходах пролива со значениями от –0,6 до 0,6 м/с. Согласно другим 24-часовым измерениям, выполненным в 2011 г. в северо-восточной части пролива [6], скорости суточных течений у подножия горы имели амплитуды более 0,6 м/с, а скорости осредненных течений — менее 0,5 м/с при суммарных течениях до 1,5 м/с.

Водообмен через Курильские проливы активно влияет на изменчивость термохалинной структуры вод Охотского моря и северо-западной части Тихого океана. В водообмене доминируют проливы Буссоль и Крузенштерна [2–13]. Сильное приливное перемешивание вдоль островов формирует холодные, обогащенные кислородом и элементами первичной биопродукции воды Охотского моря, направленные через Буссоль и мелкие юго-западные проливы в океан, вентилируя его воды в слоях на глубине нескольких сотен метров. Динамический вклад прилива в водообмен оценивалась в [5, 11] по данным измеренных течений, а также по результатам модельных исследований [7–9]. Эти оценки сходятся в определении знака осредненного за сутки приливного потока, направленного из моря в океан, но сильно расходятся в его

величине для среднего значения потока от 2,4 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$) до 13 Св. Согласно модельным оценкам приливной транспорт пролива Буссоль достигает 30 Св при течениях, направленных в Охотское море, и 40 Св при течениях из него [8].

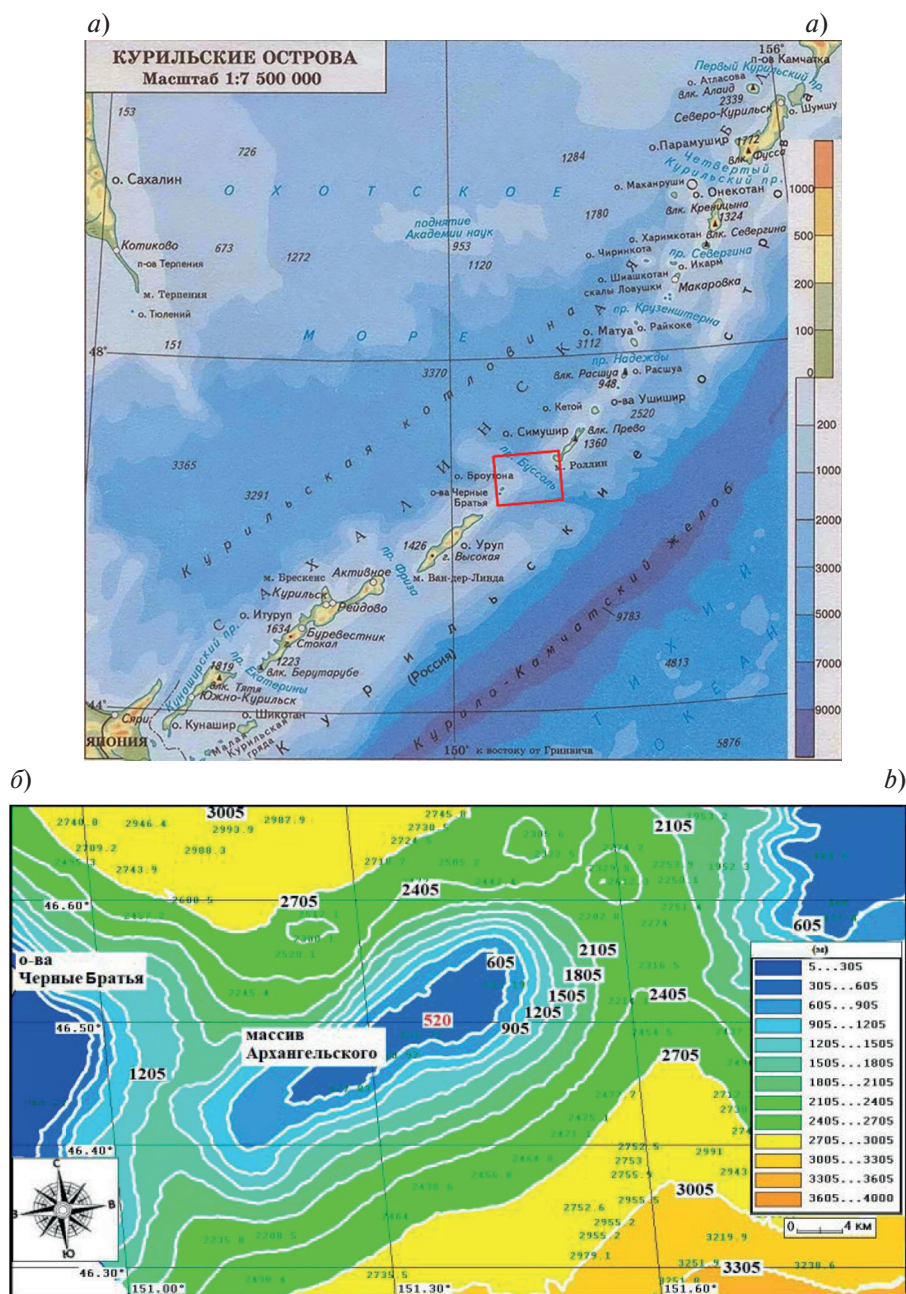


Рис. 1. Регион исследования: *a* — южная часть Охотского моря с проливами Курильских островов и прилегающей части Тихого океана; красной рамкой показана область моделирования; *b* — изобаты (м) в области моделирования, включающей пролив Буссоль

Fig. 1. Study region: *a* — southern part of the Sea of Okhotsk with straits of the Kuril Islands and adjacent Pacific Ocean; the red frame indicates the model domain; *b* — isobaths (m) in the model domain, including the Bussol Strait

Библиография, относящаяся к моделированию приливов в Курильских проливах, содержит рассмотрение динамики и структуры вод региона без их детализации внутри самих проливов, за исключением работ [14, 15]. В работах первоначального этапа моделирования акваторий, прилегающих к Курильским проливам, решалась задача для двумерных вертикально осредненных уравнений с доступным для того

времени разрешением сеточной области [7]. Приводятся результаты расчета волны K_1 в 2D области вокруг Курильских проливов на сетке 5×5 км, показана важная роль прилива и, в частности, топографических захваченных волн в водообмене бассейнов. Позднее для этой же области в [9] использовалась трехмерная негидростатическая модель с сеточным разрешением 700 м по горизонтали и минимальным значением 30 м по вертикали для изучения роли диапикнического перемешивания волны K_1 при переносе воды через проливы гряды. Полученное среднее значение приливного транспорта -26 Св (знак «минус» означает направление в Тихий океан) значительно выше, чем у других авторов. При этом примерно половина воды проходит через широкий и глубокий пролив Буссоль, где модельная скорость течения суточного прилива варьируется от 0,13 м/с в самой глубокой части пролива до 0,5 м/с над подводной горой. В работе [16] авторы исследовали генерацию, распространение и диссипацию внутренних волн, которые играют важную роль в передаче энергии от преобладающего баротропного прилива K_1 к процессам диапикнического перемешивания. Эти приливные процессы в проливах важны для формирования воды с низкой потенциальной завихренностью для промежуточного слоя прилегающей части Тихого океана. Численный расчет выполнен с использованием модели общей циркуляции в области близкой к области моделирования в [9], но с горизонтальным разрешением 1000 м и вертикальными шагами от 20 до 300 м. Средняя диапикническая диффузия в Курильских проливах составляет по модельным расчетам примерно $25 \times 10^{-4} \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, что примерно в три раза больше, чем считалось ранее.

Образование и дрейф мезомасштабных вихрей в проливах изучались в [17, 18] на основе наблюдений и в [19] с помощью моделирования. В [17] на основе спутниковых данных были отслежены вихри, проходящие через пролив Буссоль. Один из вихрей с холодным ядром образовался, по-видимому, локально вблизи пролива Буссоль в результате интенсивного притока воды с низкой потенциальной завихренностью, вытекающей через пролив из Охотского моря. Как показано в [18], вихри, проходя через проливы, взаимодействуют с сильными приливными течениями и изменяют свои характеристики. Эти течения были связаны с распространением бароклинных захваченных волн суточного периода на тихоокеанской стороне островов Итуруп и Уруп с областью источника волн вблизи оси пролива Буссоль. В работе [19] использовалась численная модель центральной части Курильской гряды в прямоугольной области 900×500 км с шагом 25 км в трехмерной гидростатической постановке с 37 уровнями по вертикали и постоянной глубиной. Было установлено, что повышенное приливное перемешивание в проливах является одним из механизмов генерации вихрей за счет бароклиной неустойчивости фронта приливного перемешивания.

Влияние приливных изменений вертикального перемешивания на термохалинную циркуляцию в Охотском море изучалось в [12]; область интегрирования включала обширные зоны Охотского моря и Тихого океана с разрешением 0,5 и 51 уровнями по вертикали с шагом от 1 до 1000 м. Расчет, проведенный на 60 лет, выявил различное влияние суточных, двухнедельных и полугодовых интервалов изменчивости перемешивания на термохалинную циркуляцию в море.

Особенности приливных колебаний уровня моря и приливных течений в проливах Курильских островов были исследованы с помощью численного моделирования на основе баротропной (двумерной) модели ADCIRC [8]. Расчеты приливов в Охотском море и прилегающей к проливам части Тихого океана были выполнены с использованием триангуляционной сетки с шагом $\sim 100\text{--}200$ м в небольших проливах, $\sim 2\text{--}4$ км в центральных частях крупных проливов и $15\text{--}20$ км в открытом море [8]. Анализ полученных данных показал, что максимальные скорости осредненных по глубине течений достигают 4,5 м/с. Наибольшие скорости были зафиксированы в проливах Крузенштерна, Фриза и Среднего. Важным фактором, влияющим на скорость течений в проливе Буссоль, является наличие большого мелководного участка около о. Симушир, где максимальные скорости течений во время тропического прилива в обе стороны достигают 1,75 м/с. В большей части пролива скорости не превышают 0,5 м/с, что связано с глубинами моря, достигающими более 2,5 км. Значения скоростей до 1,75 м/с наблюдаются также в юго-восточной части пролива, что также связано с уменьшением глубины моря. Расчеты показали, что при использовании двумерной модели максимальные значения приливного транспорта воды приходятся на пролив Буссоль, достигая ~ 40 Св.

Результаты моделирования приливной динамики Курильских проливов с акцентом на Четвертый пролив представлены в [14–15]. Решение в области Четвертого пролива в гидростатической (Гс) и негидростатической (Нг) постановках получено методом гранично-согласованных координат на сетке с шагами $\Delta_{\min} = 245$ м, $\Delta_{\max} = 1050$ м по горизонтали, 71 уровнем по вертикали и шагом по времени $\tau = 35$ с. Расчет обтекания подводной горы в проливе выявил большие градиенты горизонтальной скорости по его склонам, что соответствует крутизне горы через параметр $\varepsilon = \frac{H_0}{L_0} = \tan \alpha \sim 0,3$, где H_0 и L_0 — характерные вертикальный

и горизонтальный масштабы рельефа соответственно. Заметим, что ε следует понимать в связном виде, ибо понятие характерной глубины на горном рельефе лишено смысла [20–21]. При таких значениях параметра ε плоская дивергенция скорости в уравнении неразрывности на несколько порядков выше ее обычных значений на относительно ровном дне, и градиент вертикальной скорости находится с ней в одном порядке. Это приводит к высоким значениям вертикальной скорости на крутых подводных склонах. Сравнение решений в Гс и Нг постановках [15, 20, 21] подтвердило, что учет динамической компоненты давления на горном рельефе необходим для репрезентативного моделирования приливной динамики на крутом подводном склоне, как и было установлено ранее в [22, 23].

Из приведенного обзора видно, что работы по приливной динамике Курильского региона сформировали, в основном, два направления: изучение бароклинной, а также крупномасштабной вихревой структуры вод региона и вопросы водообмена между Охотским морем и Северным Тихим океаном через проливы Курильской гряды. Работы по высокоразрешающему моделированию динамики внутри самих проливов, насколько известно, отсутствуют, за исключением, как отмечалось, работ [14, 15], относящихся к Четвертому проливу, на примере которого видна вся сложность построения адекватной модели пролива, содержащего подводный порог высотой несколько сотен метров. В отношении пролива Буссоль, с его огромным и крутым вулканическим массивом высотой свыше 2200 м и интенсивной приливной и вихревой динамикой, вычислительные затраты и трудности реализации модели намного выше.

Задача настоящего исследования состояла в построении модели пролива Буссоль, апробации ее в гидростатической постановке и выполнении расчета приливной динамики с оценкой приливного транспорта воды через пролив.

В следующем параграфе кратко дана информация о постановке задачи, методе решения, базе данных и параметрах модели. В п. 3 содержатся результаты моделирования динамики пролива. В п. 4 обсуждаются результаты и формулируются выводы работы.

2. Модель пролива, база данных и параметры расчета

Постановка трехмерной краевой задачи динамики пролива в декартовых координатах приведена, например, в [20]. В полной постановке задача в трехмерной области при спрямляющем преобразовании координат и численный метод решения в гидростатической постановке даны в [14, 21]. Реализация модели в криволинейных гранично-согласованных координатах использовала программный комплекс CARDINAL [24].

Область модели и поле глубин представлены на рис. 1, б. Береговой контур взят с веб-ресурса Google Earth Pro¹, поле глубин — с сайта NOAA Bathymetric Data Viewer². Область пролива Буссоль ограничена в продольном направлении южной подобластью Охотского моря и материковой кромкой Тихого океана. Площадь модельной акватории составила 8789 км²; средняя глубина — $\bar{h} = 2376$ м, $h_{\max} \approx 4000$ м. Расчеты выполнены с шагом по времени $\tau = 2,2$ с на сетке, содержащей 111 531 узлов со средним шагом $\Delta = 609$ м, и минимальным шагом $\Delta_{\min} = 247$ м. По вертикали используются 30 неравномерных уровней с повышенным разрешением в придонном и поверхностном слоях при $\Delta_{z\min} = 5$ см, $\Delta_{z\max} = 312$ м.

На открытых границах области задаются колебания уровня, вызванные суммарным приливом, содержащим 14 гармоник, в течение синодического месяца 29,5 суток с 01.09.2022 по 30.09.2022 по результатам предвычислений программным комплексом TMD³.

3. Результаты

Рассмотрим результаты моделирования динамики пролива в Гс приближении. Как указано во Введении, такая задача на горном рельефе не вполне репрезентативна, однако представляет в известной мере интерес как экономичное по вычислительным затратам приближение к решению в Нг постановке.

На рис. 1, б показаны изобаты пролива, в котором доминирует крутой и высокий вулканический массив Архангельского с глубиной его вершины ~ 525 м, расположенный между двумя глубоководными проходами с глубинами более 2200 м. Такая морфометрия пролива предопределяет заметно неоднородную картину приливных течений, зависящую от фазы колебаний (рис. 2). Фаза колебаний считается приливом, когда

¹ Google Earth Pro. URL: <https://www.google.com/intl/ru/earth/> (дата обращения: 12.02.2025)

² NOAA Bathymetric Data Viewer. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry/> (дата обращения: 20.03.2025)

³ Программное обеспечение для Исследований Земли и Космоса.

URL: <https://www.esr.org/data-products/polar-tide-models/tmd-software/> (дата обращения: 15.04.2025)

уровень моря в проливе близок к максимальным значениям в суточном цикле (условно «океанский» прилив), и — отливом, когда уровень находится на минимальном значении в этом же цикле (условно «морской» прилив).

Рис. 2, а показывает колебания уровня, соответствующие максимальной суммарной приливной волне в интервале синодического месяца. На рис. 2, б и в представлены приливные течения на поверхности

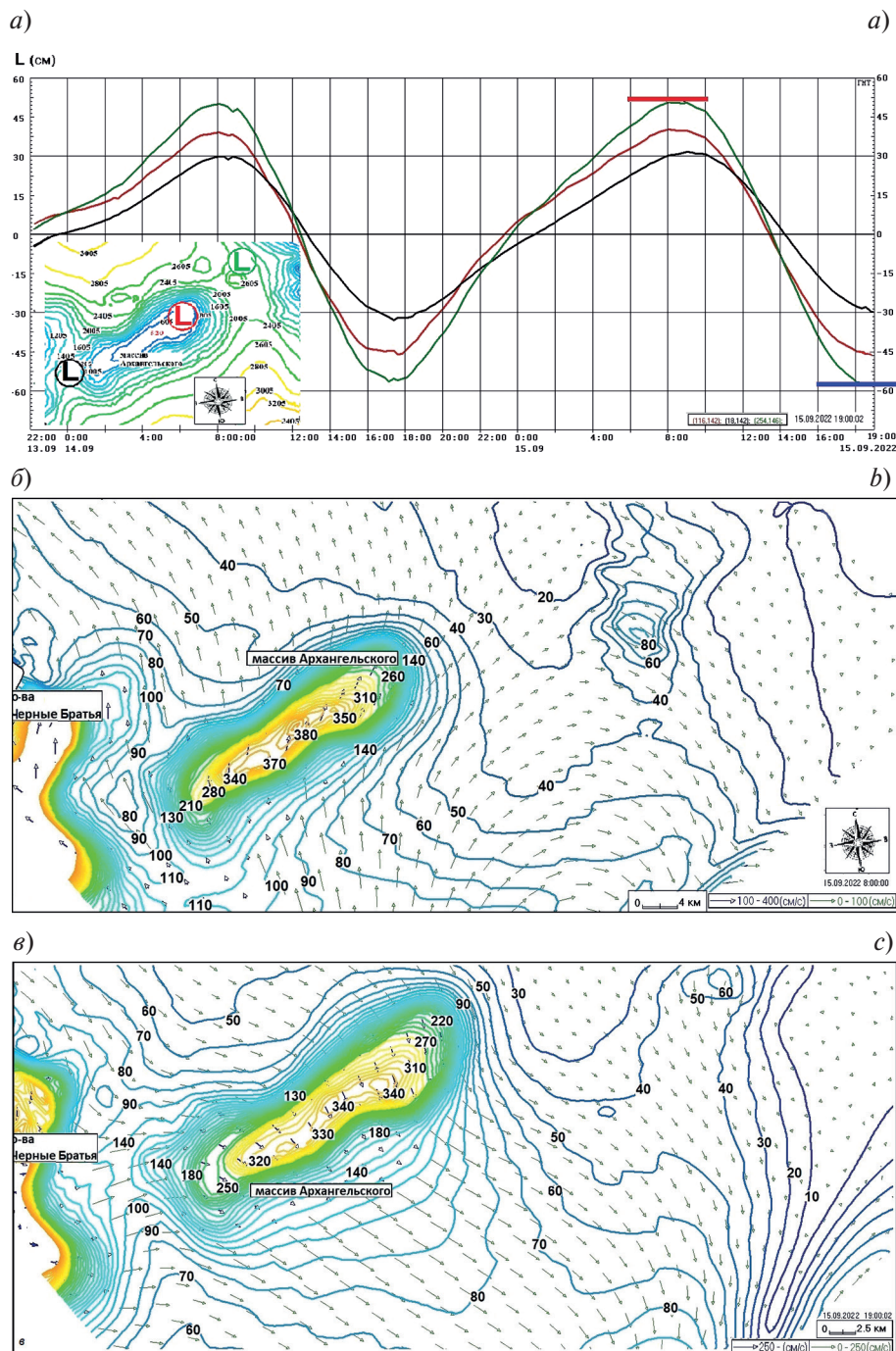


Рис. 2. Приливной уровень и течения на поверхности моря: а — ход уровня 13–15.09.2022 в трех пунктах, показанных разным цветом на врезке; б — векторное поле и изолинии величины скорости течений (см/с) в момент максимума приливного уровня (красная жирная линия на рис. 2, а); в — векторное поле и изолинии величины скорости течений в момент минимума приливного уровня (синяя жирная линия на рис. 2, а)

Fig. 2. Tidal elevation and sea surface currents: а — tidal elevation 13–15.09.2022 at three points shown in different colors in the inset; б — vector field and isolines of current velocity (cm/s) at the maximum tidal level (red bold line in Fig. 2a); в — vector field and isolines of current velocity at minimum tidal elevation (blue bold line in Fig. 2a)

моря в моменты прилива и отлива соответственно. В фазу «океанского» прилива течения в створе островов Симушир-Черные Братья ориентированы в направлении Охотского моря, а над массивом Архангельского и прилегающей к проливу акватории Тихого океана они заметно отклоняются к востоку, создавая сильную завихренность вблизи южной границы модельной области (рис. 2, б). В момент минимального приливного уровня (рис. 2, в) течения направлены преимущественно в Тихий океан, однако в юго-западном проходе сильные приливные течения имеют ориентацию поперек пролива. Это объяснимо, принимая во внимание наличие в этой части пролива значительного бокового уклона уровня в фазу отлива (рис. 2, а, черная и красная кривые). Скорость приливного течения непосредственно над вершиной возвышенности превышает 3 м/с, а на склонах массива она около 2 м/с. Над вулканическим массивом в фазе прилива скорости на несколько десятков см/с больше, чем в фазе отлива. Такое различие между течениями на поверхности, как показывают расчеты, присутствует постоянно. Таким образом, моделирование приливной динамики в проливе Буссоль предсказывает, что приливные течения здесь не имеют выраженного реверсивного характера. Это, возможно, отличает Буссоль от других проливов, где эффект реверсивности подтверждается измерениями течений на суточных станциях [2, 3].

Представляет интерес оценить экстремальные течения по результатам моделирования. На рис. 3 приведены изолинии максимальных значений скорости в вертикальной эпюре течений каждого расчетного узла за весь период расчета. Непосредственно над вершиной массива Архангельского сила течений превышает 4 м/с, у подножия горы она около 2 м/с. Поле максимальных течений указывает на важную роль массива как подводного порога, препятствующего распространению приливной волны.

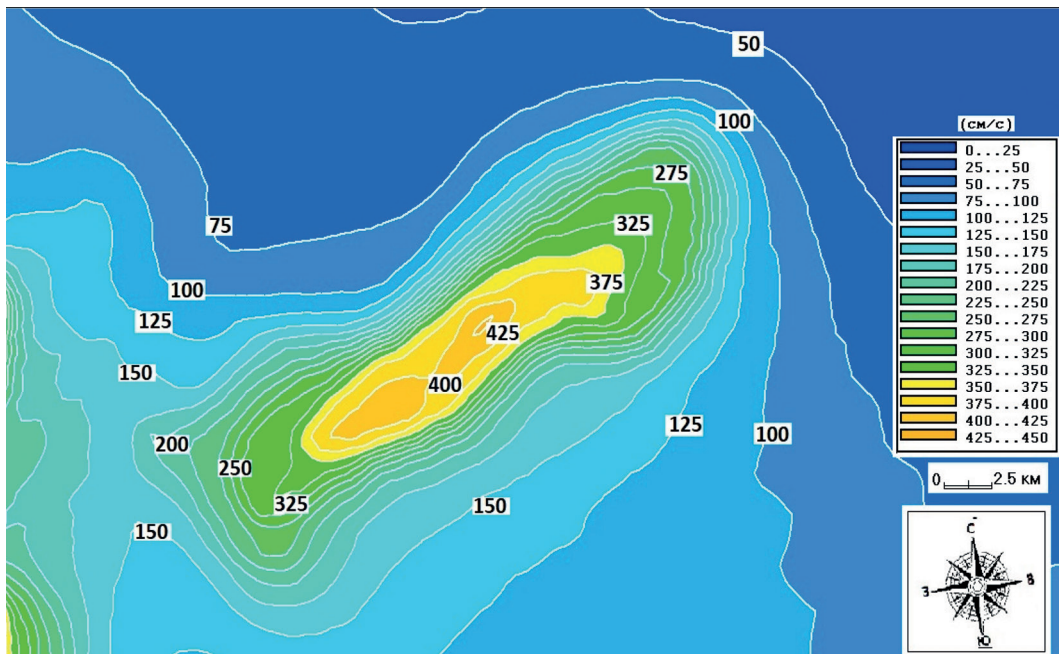


Рис. 3. Изолинии максимальной горизонтальной скорости (см/с) в районе подводного вулканического массива Архангельского за весь период расчета

Fig. 3. Isolines of maximum horizontal velocity (cm/s) in area of the Arkhangelsky submarine volcanic massif for the entire model period

Численные эксперименты позволяют оценить результирующий транспорт воды через пролив за счет приливных течений, определяемый как

$$\bar{Q} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} \int_S \mathbf{v}(x, y, t) \cdot d\mathbf{S} dt,$$

где $\mathbf{v}(x, y, t)$ — скорость течения по нормали к вертикальному сечению, T — период расчета, кратный периодам всех составляющих гармоник суммарного прилива, приливного движения, $d\mathbf{S}$ — площадь вертикального элемента в каждом расчетном узле, S — суммарная площадь вертикального сечения.

Расчет транспорта, индуцированного суммарным приливом, через сечение пролива в створе островов Симушир-Черные Братья с площадью $17,3 \times 10^7 \text{ м}^2$ дает его среднее за период моделирования значение $\bar{Q} = 0,42 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ (или 0,42 Св) с максимальными значениями 103 Св в фазу отлива и до 90 Св в фазу прилива.

4. Обсуждение и выводы

Пролив Буссоль, как и многие проливы Курильской гряды, имеет незначительные участки твердых береговых границ: на западе — оконечность одного из о-вов Черные Братья и о. Броутона, а на северо-востоке — оконечность о. Симушир, причем ширина пролива ~ 70 км, вдвое больше его длины. Воды на боковых открытых границах Буссоли сливаются с водами соседних проливов. В такой ситуации область модели пролива задается в известной мере произвольно, следуя, где возможно, ее топографии.

Другой особенностью пролива является высокий, обширный и крутой подводный вулканический массив, расположенный в его центральной части; массив имеет вид усеченной пирамиды высотой свыше 2200 м, при крутизне склонов до 25° , и с плоской вершиной 4×21 км, отстоящей от поверхности воды на ~ 525 м. Оценка параметра $\varepsilon = \frac{H_0}{L_0} \sim 0,43$ подчеркивает необходимость реализации краевой задачи динамики вод в репрезентативной Нг постановке и параллелизации вычислений.

Оказалось, однако, что Гс приближение с очень малым шагом 2,2 с воспроизводит физически обоснованное решение относительно полей скорости течений и уровня суммарного прилива с учетом стратификации пролива.

Отличительной чертой пролива является чрезвычайная интенсивность его приливной динамики, определяемой взаимодействием океанского прилива с островами и подводным вулканическим массивом. Для течений в проливе присущи отклонение от реверсивного режима и существенное неравенство в значениях скоростей в фазу прилива и отлива. Максимальные течения над подводной горой достигают значений 4,25 м/с. Учитывая данные немногочисленных наблюдений в проливах Курильской гряды и результаты модельных исследований, обзор которых приведен во Введении, такие скорости в проливе возможны.

По расчетам среднее значение приливного транспорта воды через вертикальное сечение поперек пролива Буссоль имеет порядок 1 Св. Эта оценка минимальна из известных значений (см. Введение), однако учитывая разброс в наблюдаемых и модельных данных о течениях во всех проливах (по которым и оценивается перенос воды), такую оценку еще нельзя считать окончательной. В то же время направление среднего переноса из моря в океан совпадает с общепринятыми представлениями, а экстремумы транспорта, генерируемые суммарным приливом, в отдельные интервалы синодического периода на два порядка выше среднего значения. Заметим, что этот постоянный средний транспорт воды из моря и определяет, отчасти, интегральный перенос вод в прилегающую часть Тихого океана, трансформируя водные массы на значительном удалении от пролива.

Полученные результаты реалистичны в той мере, какую предоставляет Гс постановка краевой задачи. В этом отношении работу следует рассматривать как предварительный шаг к более репрезентативному и полному Нг моделированию динамики пролива Буссоль.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0028).

Funding

The research was carried out within the state assignment of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for IO RAS (theme No FMWE-2024-0028).

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

Литература

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического массива Архангельского (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019. Т. 44, № 4. С. 35–50. EDN TAYJJW. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-35-50>
2. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 2000. 152 с. EDN UTFIR.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 9. Охотское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Глуховского Б.Х., Гоптарева Н.П., Терзиева Ф.С. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 343 с.
4. Yagi M., Yasuda I. Deep intense vertical mixing in the Bussol' Strait // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, L01602. EDN PHBUNT. <https://doi.org/10.1029/2011GL050349>
5. Katsumata K., Ohshima K.I., Kono T., Itoh M., Yasuda I., Volkov Y., Wakatsuchi M. Water exchange and tidal currents through the Bussol Strait revealed by direct current measurements // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, C09S06. EDN LIUCVH. <https://doi.org/10.1029/2003JC001864>
6. Tanaka Y., Yasuda I., Osafune S., Tanaka T., Nishioka J., Volkov Y.N. Internal tides and turbulent mixing observed in the Bussol Strait // Progress in Oceanography. 2014. Vol. 126. P. 98–108. EDN UEPHFX. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.009>
7. Nakamura T., Awaji T., Hatayama T., Kazunori A. Tidal exchange through Kuril Straits // Journal of Physical Oceanography. 2000. Vol. 30, No. 6. P. 1622–1644. EDN LQFCMX. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)0302.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)0302.0.CO;2)
8. Ильин В.И., Архипкин В.С. Особенности приливного водообмена в Курильских проливах по данным моделирования // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2024. Т. 79, № 4. С. 44–54. EDN ORFGEJ. <https://doi.org/10.55959/msu0579-9414.5.79.4.4>
9. Nakamura T., Awaji T. Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, C09S07. P. 1–22. EDN MJDUKP. <https://doi.org/10.1029/2003JC001850>
10. Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M. Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2010. Vol. 57, No. 13–14. P. 1247–1256. EDN MYEUNB. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.12.012>
11. Katsumata K., Yasuda I. Estimates of non-tidal exchange transport between the Sea of Okhotsk and the North Pacific // Journal of Oceanography. 2010. Vol. 66, No. 4. P. 489–504. EDN MYEUNL. <https://doi.org/10.1007/s10872-010-0041-9>
12. Nakamura T., Takeuchi Y., Uchimoto K., Mitsudera H. Effects of temporal variation in tide-induced vertical mixing in the Kuril Straits on the thermohaline circulation originating in the Okhotsk Sea // Progress in Oceanography. 2014. Vol. 126. P. 135–145. EDN UQGVYR. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.05.007>
13. Kida S., Qiu B. An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. Vol. 118, No. 12. P. 6747–6758. EDN DIFURI. <https://doi.org/10.1002/2013JC009464>
14. Родионов А.А., Андросов А.А., Фофонова В.В., Кузнецов И.С., Вольцингер Н.Е. Моделирование приливной динамики северных проливов Курильской гряды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 20–34. EDN KXDQML. <https://doi.org/10.7868/S2073667321030023>
15. Родионов А.А., Ванкевич Р.Е., Клеванный М.К., Вольцингер Н.Е. Моделирование баротропной приливной динамики Курильского региона // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 1. С. 23–38. EDN HUKDKU. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(1\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(1)-2)
16. Tanaka Y., Hibiya T., Niwa Y., Iwamae N. Numerical study of K1 internal tides in the Kuril straits // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2010. Vol. 115, C09016. EDN TZTBFY. <https://doi.org/10.1029/2009JC005903>
17. Rabinovich A.B., Thomson R.E., Bograd S.J. Drifter observations of anticyclonic eddies near Bussol' Strait, the Kuril Islands // Journal of Oceanography. 2002. Vol. 58, No. 5. P. 661–671. EDN LHKYFH. <https://doi.org/10.1023/A:1022890222516>
18. Rabinovich A.B., Thomson R.E. Evidence of diurnal shelf waves in satellite-tracked drifter trajectories off the Kuril Islands // Journal of Physical Oceanography. 2001. Vol. 31, No. 9. P. 2650–2668. EDN LSQKQD. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)0312.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)0312.0.CO;2)
19. Ohshima K.I., Fukamachi Y., Mutoh T., et al. A generation mechanism for mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea: Baroclinic instability caused by enhanced tidal mixing // Journal of Oceanography. 2005. Vol. 61, No. 2. P. 247–260. EDN MJDUKF. <https://doi.org/10.1007/s10872-005-0035-1>
20. Вольцингер Н.Е., Андросов А.А., Клеванный М.К., Сафрай А.С. Океанологические модели негидростатической динамики. Обзор // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 1. С. 3–20. EDN YPJHGX. <https://doi.org/10.7868/S207366731801001X>

21. Вольцингер Н.Е., Андросов А.А. Моделирование длинноволновой негидростатической динамики на горном рельефе. Санкт-Петербург: Политех-Пресс, 2024. 168 с.
22. Xing J., Davies A.M. On the importance of non-hydrostatic processes in determining tidally induced mixing in sill regions // *Continental Shelf Research*. 2007. Vol. 27, No. 16. P. 2162–2185. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.012>
23. Mahadevan A., Oliger J., Street R. A non-hydrostatic mesoscale ocean model. Part 1, 2 // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. Vol. 26, No. 9. P. 1868–1900.
24. Клеванный К.А., Смирнова Е.В. Использование программного комплекса CARDINAL // *Журнал Университета водных коммуникаций*. 2009. Вып. 1. С. 153–162. EDN MTBMSR

References

1. Blokh YuI, Bondarenko VI, Dolgal AS, et al. Comprehensive geological and geophysical studies of the Arkhangelsky submarine volcanic massif (Kuril Island Arc). *Vestnik KRAUNTs. Seriya: Nauki o Zemle*. 2019;44(4):35–50. (In Russ.). <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-35-50>
2. Bogdanov KT, Moroz VV. Structure, dynamics and hydrological-acoustic characteristics of the waters of the Kuril Straits. Vladivostok: Dalnauka; 2000. 152 p. (In Russ.)
3. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. Vol. 9. The Sea of Okhotsk. Issue 1. Hydrometeorological conditions. St Petersburg: Gidrometeoizdat; 1998. 343 p. (In Russ.)
4. Yagi M, Yasuda I. Deep intense vertical mixing in the Bussol' Strait. *Geophysical Research Letters*. 2012;39: L01602. <https://doi.org/10.1029/2011GL050349>
5. Katsumata K, Ohshima KI, Kono T, et al. Water exchange and tidal currents through the Bussol Strait revealed by direct current measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004;109: C09S06. <https://doi.org/10.1029/2003JC001864>
6. Tanaka Y, Yasuda I, Osafune S, et al. Internal tides and turbulent mixing observed in the Bussol Strait. *Progress in Oceanography*. 2014;126:98–108. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.009>
7. Nakamura T, Awaji T, Hatayama T, Kazunori A. Tidal exchange through Kuril Straits. *Journal of Physical Oceanography*. 2000;30(6):1622–1644. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)0302.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)0302.0.CO;2)
8. Ilyin VI, Arkhipkin VS. Features of tidal water exchange in the Kuril Straits based on modeling data. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2024;79(4):44–54. (In Russ.). <https://doi.org/10.55959/msu0579-9414.5.79.4.4>
9. Nakamura T, Awaji T. Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004;109: C09S07:1–22. <https://doi.org/10.1029/2003JC001850>
10. Ohshima KI, Nakanowatari T, Riser S, Wakatsuchi M. Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2010;57(13–14):1247–1256. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.12.012>
11. Katsumata K., Yasuda I. Estimates of non-tidal exchange transport between the Sea of Okhotsk and the North Pacific. *Journal of Oceanography*. 2010;66(4):489–504. <https://doi.org/10.1007/s10872-010-0041-9>
12. Nakamura T, Takeuchi Y, Uchimoto K, Mitsudera H. Effects of temporal variation in tide-induced vertical mixing in the Kuril Straits on the thermohaline circulation originating in the *Okhotsk Sea*. *Progress in Oceanography*. 2014;126:135–145. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.05.007>
13. Kida S, Qiu B. An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013;118(12):6747–6758. <https://doi.org/10.1002/2013JC009464>
14. Rodionov AA, Androsov AA, Fofonova VV, Kuznetsov IS, Voltzinger NE. Modeling the tidal dynamics of the northern straits of the Kuril Ridge. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021;14(3):20–34. (In Russ.). <https://doi.org/10.7868/S2073667321030023>
15. Rodionov AA, Vankevich RE, Klevannaya MK, Voltzinger NE. Modeling the barotropic tidal dynamics of the Kuril region. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(1):23–38. (In Russ.). [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(1\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(1)-2)
16. Tanaka Y, Hibiya T, Niwa Y, Iwamae N. Numerical study of K1 internal tides in the Kuril straits. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010;115: C09016. <https://doi.org/10.1029/2009JC005903>
17. Rabinovich AB, Thomson RE, Bograd SJ. Drifter observations of anticyclonic eddies near Bussol' Strait, the Kuril Islands. *Journal of Oceanography*. 2002;58(5):661–671. <https://doi.org/10.1023/A:1022890222516>
18. Rabinovich AB, Thomson RE. Evidence of diurnal shelf waves in satellite-tracked drifter trajectories off the Kuril Islands. *Journal of Physical Oceanography*. 2001;31(9):2650–2668. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)0312.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)0312.0.CO;2)
19. Ohshima KI, Fukamachi Y, Mutoh T., et al. A generation mechanism for mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea: Baroclinic instability caused by enhanced tidal mixing. *Journal of Oceanography*. 2005;61(2):247–260. <https://doi.org/10.1007/s10872-005-0035-1>

20. Voltzinger NE, Androsov AA, Klevanny KA, Safrai AS. Oceanological Models of Non Hydrostatic Dynamics: A Review. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018;11(1):3–20. (In Russ.). <https://doi.org/10.7868/S207366731801001X>
21. Voltsinger NE, Androsov AA. Modeling of long-wave non-hydrostatic dynamics over mountainous topography. St Petersburg: Politekh-Press; 2024. 168 p. (In Russ.)
22. Xing J, Davies AM. On the importance of non-hydrostatic processes in determining tidally induced mixing in sill regions. *Continental Shelf Research*. 2007;27(16):2162–2185. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.012>
23. Mahadevan A, Olinger J, Street R. A non-hydrostatic mesoscale ocean model. Part 1, 2. *Journal of Physical Oceanography*. 1996;26(9):1868–1900.
24. Klevanny KA, Smirnova EV. Using the CARDINAL software package. *Zhurnal Universiteta Vodnykh Kommunikatsiy*. 2009;(1):153–162. (In Russ.)

Об авторах

РОДИОНОВ Анатолий Александрович, главный научный сотрудник СПбФ ИО РАН, руководитель научного направления «Фундаментальная и прикладная гидрофизика» ИО РАН, член-корреспондент РАН, ORCID: 0000-0002-2377-5621, Scopus AuthorID: 56223713100, WoS ResearcherID: AAT-6466-2021, SPIN-код: 5277-4598, e-mail: rodionov.aa@spb.ocean.ru

КЛЕВАННАЯ Марина Константиновна, учредитель ООО «Кардинал-софт», e-mail: marin-kl@ya.ru

ВАНКЕВИЧ Роман Евгеньевич, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат технических наук, ORCID: 0000-0002-3891-3396, Scopus AuthorID: 25642198100, WoS ResearcherID: M-3215-2013, SPIN-код: 2295-6136, e-mail: rvankevich@mail.ru

ВОЛЬЦИНГЕР Наум Евсеевич, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, Scopus AuthorID: 6603260554, SPIN-код: 3243-7163, e-mail: lenna30@mail.ru

РОМАНЕНКОВ Дмитрий Анатольевич, ведущий научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат географических наук, ORCID: 0009-0005-0374-486X, WoS ResearcherID: U8280-2017, Scopus AuthorID: 6506855768, SPIN-код (РИНЦ): 4872-3349, e-mail: dmromanenkov@yandex.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-5)

EDN <https://elibrary.ru/lhgeym>

УДК 535.361.2

© В. О. Муравья^{1,2*}, Н. В. Панкратова³, И. Б. Беликов³, И. М. Анисимов¹, В. А. Белоусов³,
Ю. А. Штабкин³, К. Б. Моисеенко³, 2026

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

²Московский физико-технический институт, 141700, Долгопрудный, Московская область, Институтский переулок, д. 9

³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 3, стр. 1

*muravya.vo@ocean.ru

Результаты измерений концентрации метана в атмосфере над западными морями Российской Арктики и сопоставление их с данными подводной видеосъемки

Статья поступила в редакцию 04.02.2026, после доработки 18.05.2026, принята в печать 25.06.2026

Аннотация

Представлены результаты прямых измерений концентрации метана в приземном слое атмосферного воздуха, полученные с борта научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» в Карском и Баренцевом морях летом 2024 г. Данные морских экспедиционных измерений впервые для российской части Арктики сопоставлены с данными буксируемого необитаемого подводного аппарата «Видеомодуль», разработанного в Институте океанологии им. П.П. Шишова РАН.

Проведенный анализ показывает, что эмиссия метана от бактериальных матов в Арктике вносит ограниченный вклад в повышение концентрации CH_4 в приземном слое атмосферы. Их влияние заметно только в мелководных зонах (глубиной до 50 м), где насыщенные метаном пузырьки успевают достичь поверхности воды без его полного окисления в толще океана. При этом наблюдаются кратковременные пики (до нескольких минут) повышенных значений концентрации CH_4 , достигающие 3 ppm и выше. Основным фактором изменчивости концентрации CH_4 в атмосфере является направление переноса воздушных масс: при адвекции с севера и запада фиксируются минимальные значения концентрации CH_4 (1,98 ppm); при выносе воздушных масс с материка, напротив, концентрация метана увеличивается (до 2,10 ppm при выносе с полуострова Ямал).

Ключевые слова: Арктика, концентрация метана, подводная видеосъемка, парниковый эффект, экспедиционные наблюдения, эмиссия метана, бактериальные маты

© V. O. Muravya^{1,2*}, N. V. Pankratova³, I. B. Belikov³, I. M. Anisimov¹, V. A. Belousov³, Yu. A. Shtabkin³,
K. B. Moiseenko³, 2026

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, 9, Institutsky Lane, Dolgoprudny, Moscow region, 141700, Russia

³A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, 3, Pyzhevsky Per., Moscow, 3119017, Russia

*muravya.vo@ocean.ru

Results of methane concentration measurement in the atmosphere over the western seas of the Russian Arctic and their comparison with underwater video data

Received 04.02.2026, Revised 18.05.2026, Accepted 25.06.2026

Abstract

The article presents the values of methane concentration in the near-surface layer of atmospheric air directly measured from the board of “Akademik Mstislav Keldysh” research vessel in the Kara and Barents Seas in the summer of 2024. It is the first time when the marine expeditionary data for the Russian part of the Arctic have been compared with the data obtained by “Videomodule”

Ссылка для цитирования: Муравья В.О., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Анисимов И.М., Белоусов В.А., Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б. Результаты измерений концентрации метана в атмосфере над западными морями Российской Арктики и сопоставление их с данными подводной видеосъемки // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 52–63. EDN LHGEYM. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-5)

For citation: Muravya V.O., Pankratova N.V., Belikov I.B., Anisimov I.M., Belousov V.A., Shtabkin Yu.A., Moiseenko K.B. Results of methane concentration measurement in the atmosphere over the western seas of the Russian Arctic and their comparison with underwater video data. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026:19(2);52–63. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-5)

towed unmanned underwater vehicle engineered at the Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences. The analysis shows that bacterial mats in areas of methane seepage in the Arctic have a limited contribution to the increase in CH_4 concentration in the near-surface layer of the atmosphere. Their influence is likely to be noticeable only in shallow areas (up to 50 m deep), where methane can reach the water surface without being fully oxidized in the ocean. At the same time, short-lived peaks (lasting up to several minutes) of elevated CH_4 concentrations are observed, reaching 3 ppm or higher. The main factor influencing the variability of atmospheric CH_4 concentrations is the direction of air mass transport: when air masses are advected from the north and west, minimum CH_4 concentrations (1.98 ppm) are recorded; conversely, when air masses are carried away from the mainland, methane concentrations increase (up to 2.10 ppm when from the Yamal Peninsula).

Keywords: Arctic, methane concentration, underwater video recording, greenhouse effect, expeditionary observations, methane emission, bacterial mats

1. Введение

Изменения состава атмосферы в высоких широтах Северного полушария представляют собой важный аспект современного климатического и экологического мониторинга, поскольку эти регионы играют ключевую роль в таких глобальных атмосферных процессах, как круговорот углерода [1–4]. Рост концентрации ключевых газовых составляющих, особенно таких, как метан (CH_4) и углекислый газ (CO_2), оказывают существенное влияние на климатические процессы [2, 5, 6]. В последние десятилетия наблюдается особенно быстрый рост концентрации CH_4 , с доиндустриальных времен его концентрация выросла почти в 2,5 раза [2, 4, 7–9], а максимальный годовой прирост (17,9 ppm) пришелся на период 2020–2021 гг. [10]. К тому же метан характеризуется высоким потенциалом глобального потепления [2], а его источники и механизмы распределения в арктических и субарктических широтах, которые в наибольшей степени подвержены влиянию наблюдаемых климатических изменений [11, 12], остаются предметом активных исследований [3].

Несмотря на значительный прогресс в изучении изменений состава атмосферы, региональные особенности высокоширотных зон остаются малоизученными. Это обусловлено недостаточным количеством наземных пунктов наблюдений, сложностью интерпретации спутниковой информации, которая имеет существенные ограничения по условиям освещенности и характеру подстилающей поверхности и не позволяет с достоверностью восстанавливать приземную концентрацию газовых составляющих атмосферы. Судовые измерения частично восполняют недостаток данных о концентрации газовых составляющих [13–16]. Несмотря на то, что они ограничены периодом навигации, полученные данные покрывают такие труднодоступные районы, как моря Российской Арктики и позволяют выявить локальные источники парниковых газов.

Важно также подчеркнуть роль изменения состава атмосферы в высоких широтах в контексте глобальных климатических тенденций: концентрация метана в последние десятилетия стабильно растет, что связывают с увеличением тепловых нагрузок, таянием ледников и активацией подводных геохимических процессов [17, 18]. При этом роль арктического источника метана до сих пор является дискуссионной. Так, ряд исследований показывает, что особенно значительные колебания концентраций метана связаны с ледниковыми отступлениями, которые высвобождают запасы этого газа [13]. Другие, например, [2, 19], говорят о незначительном (не более 1–3 % от суммарного вклада) вкладе океана. Таким образом, мониторинг изменений в составе атмосферы высоких широт позволяет не только оценивать текущие климатические изменения, но и предсказывать возможные сценарии дальнейшего развития ситуации. Использование технологий дистанционного зондирования в сочетании с наземными и морскими измерениями становится ключевым инструментом для оценки масштабов и темпов высвобождения метана.

Несмотря на многообразие источников метана в Арктическом регионе, существующие оценки эмиссии базируются преимущественно на измерениях концентрации газа в приземном слое атмосферы. В то же время существует гипотеза, что процессы газоотдачи в том числе связаны с микробиологической активностью и биохимическими преобразованиями в гидратных зонах, что требует комплексного подхода на стыке биогеохимии и гидроэкологии. [13, 20]. Одним из потенциальных биогенных источников являются специфические донные микробные сообщества [21, 22], которые формируются в районах активного выделения метана на морском дне, представленные хемосинтезирующими бактериальными матами [22]. Оценка источников и интенсивности поступления метана в атмосферу базируется на результатах измерений концентрации газа в приземном слое, однако локализация и идентификация самих источников на морском дне сопряжены с существенными трудностями. Для их первичной фиксации возможно применение видеоборудования. В этом контексте особую ценность приобретает сопоставление данных о концентрации метана с материалами подводной видеосъемки, что позволяет не только фиксировать визуальные проявления газовых выходов, но и оценивать их связь с концентрациями в составе атмосферы.

Целью данной работы является исследование распределения концентрации метана в приводном воздухе атмосферы, выявление факторов, определяющих изменчивость CH_4 в атмосфере, в число которых входят и возможные эмиссии из океана от таких источников, как выделение метана из донных отложений и бактериальные маты. Для этого в работе выполнено сопоставление данных прямых измерений состава атмосферы с борта научно-исследовательского судна с результатами подводной видеорегистрации рельефа дна.

2. Материалы и методы

В работе проводится сопоставление данных, полученных с буксируемого необитаемого подводного аппарата (БНПА) «Видеомодуль» и автоматизированного приборного комплекса для измерения концентрации метана над водной поверхностью в совокупности с метеорологическими и навигационными параметрами.

Буксируемый необитаемый подводный аппарат «Видеомодуль» предназначен для синхронной фото-, видео- и гидролокационной съемки поверхности дна [23]. Цифровая видеокамера БНПА оснащена широкоугольным объективом (74° в воде) и позволяет выполнять запись в формате 4K с частотой 25 кадров в секунду совместно с передачей видеоизображения в режиме реального времени. Разрешение фотокамеры составляет 42,4 мегапикселей, угол обзора в воде составляет 54° . Рабочая высота над морским дном поддерживалась в диапазоне от 1,0 до 1,5 м. На указанных высотах средняя ширина поля обзора составляла 1,0–1,3 м, что обеспечивало достаточное качество изображений для последующего анализа видеоданных. При высоте буксировки аппарата, равной 1 м, на видеоизображениях различимы объекты размером порядка 1 см, а на фотоизображениях — порядка 1 мм. Для обеспечения достаточной освещенности используются источники заливающего света суммарной мощностью 180 Вт и импульсный источник света мощностью 200 Вт. Гидролокатор бокового обзора в составе БНПА «Видеомодуль» с частотой посылки 240 кГц позволяет осуществлять синхронную съемку с дальностью на один борт до 300 м в зависимости от высоты над грунтом. БНПА «Видеомодуль» дополнительно оснащен вспомогательными устройствами: акустическим эхолотом, датчиком давления, датчиком температуры. Стандартная скорость буксировки аппарата составляет 0,5 узла.

Подводная видеосъемка, несмотря на свою информативность, не обеспечивает полного охвата морского дна и не позволяет однозначно локализовать все возможные источники эмиссии. В рамках проведенных исследований авторы исходили из объективных возможностей метода, принимая во внимание, что ширина одного кадра видеосъемки составляет $\sim 1,2$ м. Такой подход позволяет максимально эффективно использовать имеющиеся данные для сопоставления с результатами измерений концентрации метана, несмотря на фрагментарность визуального покрытия морского дна.

Автоматизированный приборный комплекс [15, 16] построен на базе газоанализатора модели G2132-i производства компании Picarro Inc. (США). Принцип действия этого прибора основан на специализированном методе, известном как спектроскопия времени затухания резонатора. Прибор позволяет измерять концентрацию метана в воздухе в диапазоне от 1,2 до 12 ppm с абсолютной погрешностью 0,005 ppm и быстродействием 30 с. В составе комплекса — ультразвуковая метеостанция модели 150WX производства компании Furuno (Япония) с датчиками атмосферного давления, температуры и относительной влажности воздуха, скорости и направления ветра, устройством GPS, твердотельными датчиками килевой и бортовой качки судна и магнитным компасом. В состав комплекса также входят: регистрирующий компьютер с видеомонитором и клавиатурой, источник бесперебойного питания, водяная ловушка, препятствующая попаданию в газоанализатор капель воды и дополнительный компрессор модели N86 KNE, обеспечивающий подачу исследуемого воздуха по трубопроводу диаметром 1/4» длиной 10 м при расходе воздуха около 1,5 л/мин. Все составные части комплекса (кроме метеостанции) помещены в кейс-контейнер модели BV0110 производства компании Hardigg (США). Этот кейс одновременно является как упаковкой комплекса, обеспечивающей его транспортировку с защитой от любых неблагоприятных воздействий, так и конструктивной основой для размещения составных частей комплекса.

Воздухозаборники трубопроводов были установлены по правому борту на палубе рулевого мостика на высоте 18,5 м над уровнем воды, что позволило существенно снизить воздействие продуктов сгорания из выхлопной трубы судна. Кроме того, из анализа были отфильтрованы периоды, когда концентрация углекислого газа превышала 95 персентиль. Для достижения максимально возможной точности измерений параллельно осуществлялось ведение специального журнала наблюдений, где фиксировались такие события, как периоды сжигания отходов на борту. Временные интервалы, соответствующие указанным событиям, впоследствии исключались из последующего анализа данных. Сам приборный комплекс располагался в помещении на палубе рулевого мостика. Данные по всем показателям записывались с частотой

1 раз в минуту. Метеостанция была установлена на пеленгаторной палубе на высоте около 23 м над уровнем воды. Размещение станции выполнено таким образом, чтобы исключить влияние конструктивных элементов судна и обеспечить свободное обтекание датчиков воздушными потоками, т. е. на открытом, ничем не ограничивающем пространстве.

Для отдельных районов, где была зафиксирована повышенная концентрация метана в приводном слое атмосферы, были построены обратные пятисуточные траектории с использованием лагранжевой модели NOAAHYSPLIT [24, 25]. Для построения траекторий использованы метеорологические поля GDAS1 $\times$ 1 град. с конечной точкой 100 и 500 м. н. у.м. (над уровнем моря).

3. Результаты и обсуждение

Проведение комплексных исследований концентраций метана в приводном слое атмосферы и рельефа дна были организованы в двух экспедициях на научно-исследовательском судне (НИС) «Академик Мстислав Келдыш» (АМК) в 2024 г. (95-й и 96-й рейсы). Помимо этого, имеются видеоизображения бактериальных матов, попутно полученные при проведении работ с БНПА «Видеомодуль» в других экспедициях Института океанологии, что позволяет локализовать районы, в которых предположительно могут находиться подобные бактериальные маты, влияющие на концентрацию метана в приводном слое атмосферы.

В результате наблюдений были сформированы практически непрерывные ряды данных о концентрации CH_4 с временным разрешением в 1 мин продолжительностью 31 сут для 95-го рейса и 37 сут для 96-го рейса.

По результатам 95-го рейса НИС АМК, проведенного в период с 23 июня по 23 июля 2024 г., концентрации метана в приповерхностном слое атмосферы варьировались в диапазоне от 1,98 до 3,11 ppm. Среднее значение по всему маршруту экспедиции составило примерно 2,05 ppm. Наибольшие концентрации регистрировались вблизи порта г. Мурманск, что вероятно связано с деятельностью порта и локальными антропогенными источниками. Эпизоды продолжительностью несколько часов с повышенными значениями концентрации CH_4 (почти до 2,1 ppm) отмечены также в районе 75° с. ш. в Карском море. Согласно анализу обратных траекторий, воздушная масса пришла в район наблюдений со Скандинавии, где сосредоточены болота, которые являются одним из основных источников метана в атмосферу [3, 19]. Напротив, продолжительные эпизоды с пониженными значениями концентрации метана отмечаются при переносе воздушных масс с севера, а самые низкие значения концентрации CH_4 отмечаются при адвекции с северных районов Атлантики (рис. 1).

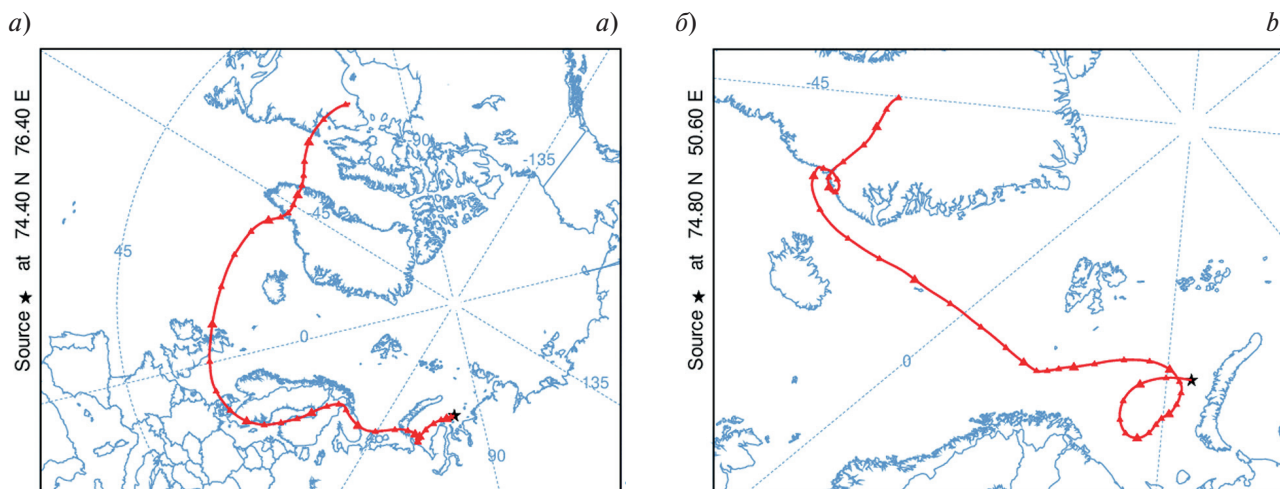


Рис. 1. Обратные пятисуточные траектории HYSPLIT для периодов повышенной (а) и пониженной (б) концентрации метана

Fig. 1. The 120 h HYSPLIT backward trajectories for periods of increased (a) and decreased (b) methane concentration

На протяжении всего рейса по данным установленной метеостанции наблюдалось преобладание ветров северо-восточного и юго-западного направлений. При таком направлении ветра отмечается пониженная относительно средних значений за рейс концентрация метана. Также выявлена зависимость между скоростью ветра и значениями концентрации метана: для данного рейса при ветрах менее 4 м/с отмечалось

увеличение концентрации, а при скорости более 4 м/с — снижение. Пороговое значение 4 м/с было определено исключительно для 95-го рейса НИС АМК. Это свидетельствует о том, что скорость и направление ветра существенно влияют на процессы накопления и рассеивания газов в атмосфере и играют важную роль в формировании их пространственного распределения в атмосфере над исследуемой областью.

Однако траекторный анализ не объясняет короткопериодные эпизоды с высокими значениями концентрации метана в атмосфере. Логично предположить, что имеется локальный источник, влияние которого проявляется только в непосредственной близости от него. Так, одним из таких источников могут быть выделения метана из осадочных пород при сравнительно небольшой глубине (до 50–80 м). 08.07.2024 г. в 22:22 (время по UTC) было зафиксировано кратковременное значительное повышение концентрации CH_4 до уровня 3,11 ppm, что, по всей видимости, обусловлено эмиссией газа с шельфовой зоны [15, 16]. Ранее, в этот же день утром на изображении донного участка при проведении съемки БНПА «Видеомодуль» наблюдались бактериальные маты (рис. 2) в районе с координатами 76°42,16' с. ш. 80°12,51' в. д., которые могут способствовать увеличению локальных концентраций метана за счет биологических процессов [11]. Глубина залегания обнаруженных бактериальных матов составляла 80 м по данным, полученным с помощью «Видеомодуля». При этом значимых изменений концентрации метана в воздухе вблизи этих участков не было зафиксировано. В то же время в районе максимальных концентраций метана на дне не выявлено наличия бактериальных матов или районов пузырьковой разгрузки метана. Таким образом, основной причиной повышенных значений концентрации метана являются синоптические условия, а именно скорость и направление переноса воздушных масс.

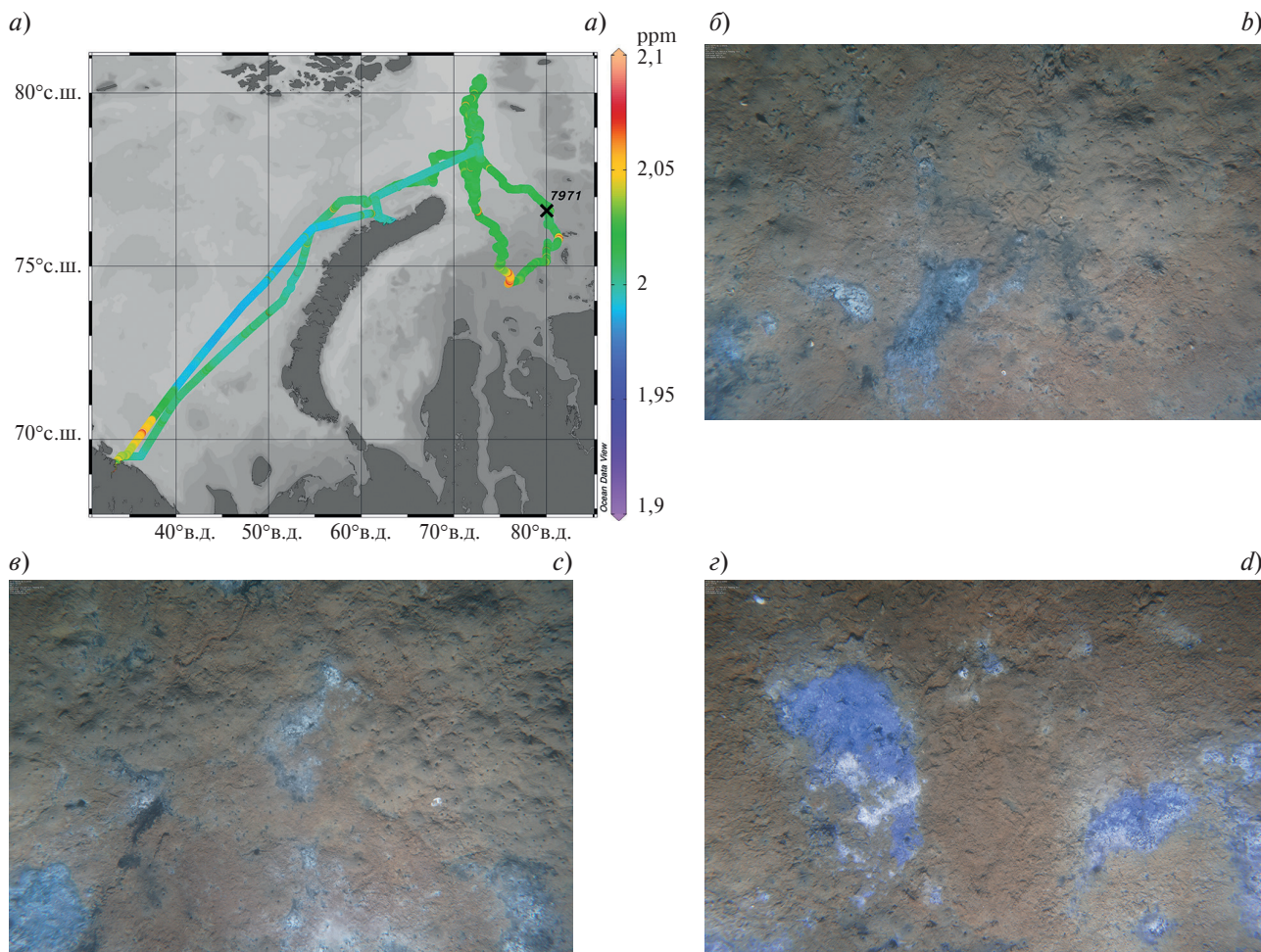


Рис. 2. Распределение концентрации метана (ppm) в 95-м рейсе НИС АМК (23.06–23.07.2024 г.) в Баренцевом и Карском морях (a) и примеры фотоизображений бактериальных матов (б, в, г) 08.07.2024 г. в 9:50 GMT на ст. 7971 в центральной части Карского моря (отмечена крестиком на карте)

Fig. 2. Distribution of methane concentration in the 95th cruise R/V AMK (23.06–23.07.2024) in Barents and Kara Seas (a) and photographs of bacterial mats (b, c, d) at station 7971 (marked on the map) in the central area of the Kara Sea (2024–07–08 9:50 GMT)

По результатам 96-го рейса НИС АМК, проведенного в период с 25 июля по 30 августа 2024 г., концентрации метана в атмосфере варьировались в диапазоне от 1,98 до 2,26 ppm. Среднее значение по всему маршруту экспедиции составило примерно 2,03 ppm. Максимальные концентрации, превышающие 2,10 ppm, регистрировались в районе западное полуострова Ямал. Вероятной причиной повышения концентраций в этом районе является перенос воздушных масс с полуострова Ямал.

Анализ метеорологических данных для 96-го рейса НИС АМК показал, что в районах с повышенными концентрациями метана скорость ветра превышала средние значения (около 10 м/с и выше), а направление ветра преимущественно было северным и северо-восточным. В то же время анализ обратных пятисуточных траекторий продемонстрировал, что периоды с повышенной концентрацией метана, отмеченные в основном в южных районах Карского моря, связаны с адвекцией воздушных масс с северных районов европейской территории России. Сопоставление этих данных позволяет сделать вывод о том, что локальные измерения скорости и направления ветра не всегда отражают полную картину переноса воздушных масс. В связи с этим анализ обратных траекторий выступает более качественным инструментом для оценки вклада источников эмиссии метана.

В Байдарацкой губе по данным эхолокации были зафиксированы выходы пузырьков метана из донных отложений (рис. 3) [26]. Это проявилось и в данных концентрации метана в приводном воздухе атмосферы,

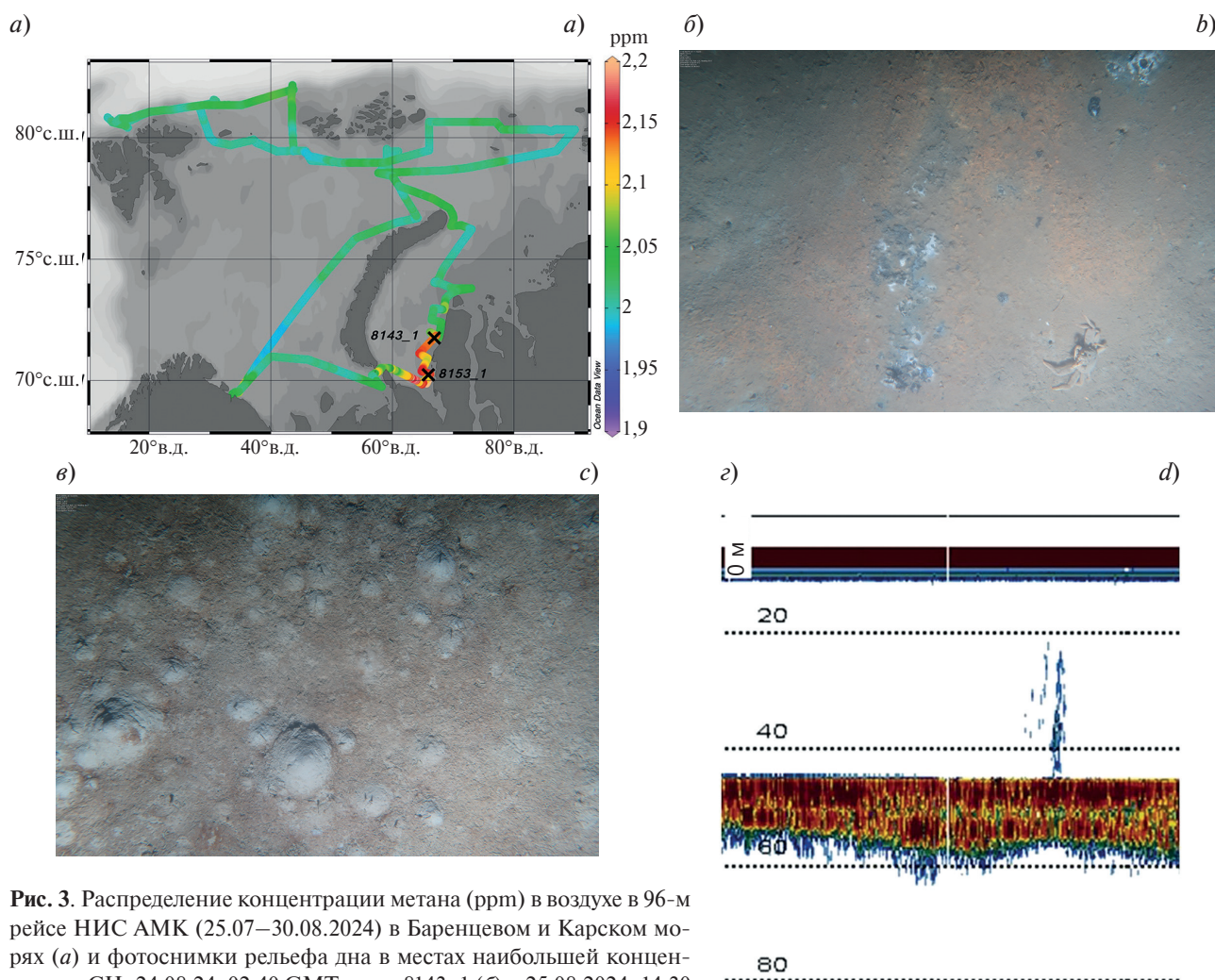


Рис. 3. Распределение концентрации метана (ppm) в воздухе в 96-м рейсе НИС АМК (25.07–30.08.2024) в Баренцевом и Карском морях (а) и фотоснимки рельефа дна в местах наибольшей концентрации CH_4 24.08.24, 02:40 GMT на ст. 8143_1 (б) и 25.08.2024, 14:30 GMT на ст. 8153_1 (в) в Карском море. д — пример отображения выхода пузырьков метана из донных отложений по данным эхолокации в 40 км от ст. 8153_1

Fig. 3. Distribution of methane concentration in the 96th R/V AMK cruise (25.07–30.08.2024) in Barents and Kara Seas (a) and photographs of the bottom relief in the areas of highest concentration at station 8143_1 2024-08-24 02:40 GMT (b) and station 8153_1 2024-08-25 14:30 GMT (c) in the Kara Sea. d — example of methane bubble release from bottom sediments based on echo-sounder data 40 km from the station 8153_1

отмечался резкий, но непродолжительный пик (несколько минут). По данным БНПА «Видеомодуль» так же были обнаружены обширные поля бактериальных матов. Глубина их залегания составляла порядка 55 м (рис. 3). Таким образом, можно предположить, что бактериальные сообщества могли оказывать влияние на локальное повышение концентраций метана. В этом же рейсе бактериальные маты были также обнаружены севернее о. Шпицберген, но глубина их залегания была порядка 500 м, что исключает их возможное участие в формировании повышенных концентраций метана в приводном слое атмосферы над данной областью. Результаты 96-го рейса свидетельствуют о сложной взаимосвязи между биогенными источниками метана и метеорологическими условиями, а также подчеркивают необходимость дальнейших исследований для более точного определения механизмов распространения и высвобождения метана.

Несмотря на то, что бактериальные маты вряд ли вносят заметный вклад в бюджет атмосферного метана, они, несомненно, играют роль в насыщении океанических вод метаном, а, следовательно, бактериальные маты могут влиять на потоки метана из океана в атмосферу путем диффузии. Таким образом, картирование и локализация таких сообществ крайне важна. В более ранних экспедициях Института океанологии РАН также были проведены съемки бактериальных матов. Например, в ходе 92-го рейса НИС АМК были проведены работы на нескольких точках в районе Байдарацкой губы, на которых по данным ВНИИОкеангеологии [20] наблюдались метановые потоки из донного грунта [27]. Было выполнено несколько видеоразрезов с помощью БНПА «Видеомодуль», в ходе одного из которых на фото- и видеокамере удалось зафиксировать бактериальные маты. По результатам нанесения на карту точек, на которых регистрировались бактериальные маты, были определены примерные границы полигона размером 300 на 570 м, расположенные на глубинах порядка < 40 м. Пространственное распределение наблюдаемых бактериальных матов и примеры их фотоизображений приведены на рис. 4.

Проведенный анализ показывает, что основной вклад в изменчивость концентрации метана в приводном слое атмосферы вносит направление переноса воздушных масс, в меньшей степени скорость и направление ветра непосредственно в районе наблюдений. Так, от скорости ветра зависит рассеивание или накопление примеси в атмосферном воздухе, особенно вблизи ее источника. В ходе двух экспедиций удалось зафиксировать средние значения концентрации метана, характерные для района наблюдений. В целом за все время проведенных работ преобладала адвекция воздушных масс с севера, при этом концентрации CH_4 превышали минимальный наблюдаемый за время экспедиций АМК-95 и АМК-96 уровень (1,98 ppm) в среднем на 25–30 ppb (АМК-95) и 25–50 ppb (АМК-96). Самые низкие значения концентрации метана по данным анализа обратных траекторий отмечались при адвекции с северных районов Атлантики.

Резкие короткие всплески значений концентрации метана могут быть обусловлены эмиссиями метана из океана в районе газовых высачиваний из донных осадков. При этом бактериальные маты, по всей видимости, в Арктике вносят ограниченный вклад в повышение концентрации CH_4 в приводном слое атмосферы. Их влияние заметно только в мелководных зонах (глубиной до 50 м), основным процессом при этом является диффузия газа с поверхности океана.

4. Заключение

В работе представлены результаты измерения концентрации метана в атмосферном воздухе по данным двух экспедиций на научно-исследовательском судне «Академик Мстислав Келдыш» в 2024 г. (95 и 96 рейсы). По результатам 95-го рейса концентрации метана в приповерхностном слое атмосферы варьировались в диапазоне от 1,98 до 3,11 ppm. Среднее значение по всему маршруту экспедиции составило примерно 2,05 ppm. В течение 96-го рейса концентрация CH_4 была в диапазоне от 1,98 до 2,26 ppm. Среднее значение по всему маршруту экспедиции составило примерно 2,03 ppm. При этом наиболее заметное влияние на изменчивость концентрации метана вносит направление адвекции воздушных масс: при заторах воздуха с суши концентрация метана повышалась, при поступлении воздуха с океана, напротив, значения концентрации метана понижались.

Взаимосвязь между скоростью ветра и концентрацией метана является сложной: если слабый ветер способствует локальному накоплению газа, то сильный ветер может приводить как к рассеиванию, так и к адвективному переносу воздушных масс, обогащенных метаном, из районов-источников. Следовательно, интерпретация измерений требует обязательного учета синоптической обстановки и траекторий переноса воздушных масс.

Проведенный комплексный анализ данных судовых измерений концентрации метана в приводном слое атмосферы и материалов подводной видеосъемки позволил выявить потенциальную связь между наличием на дне бактериальных матов и локальным повышением содержания CH_4 в атмосфере. Однако на текущем этапе исследова-

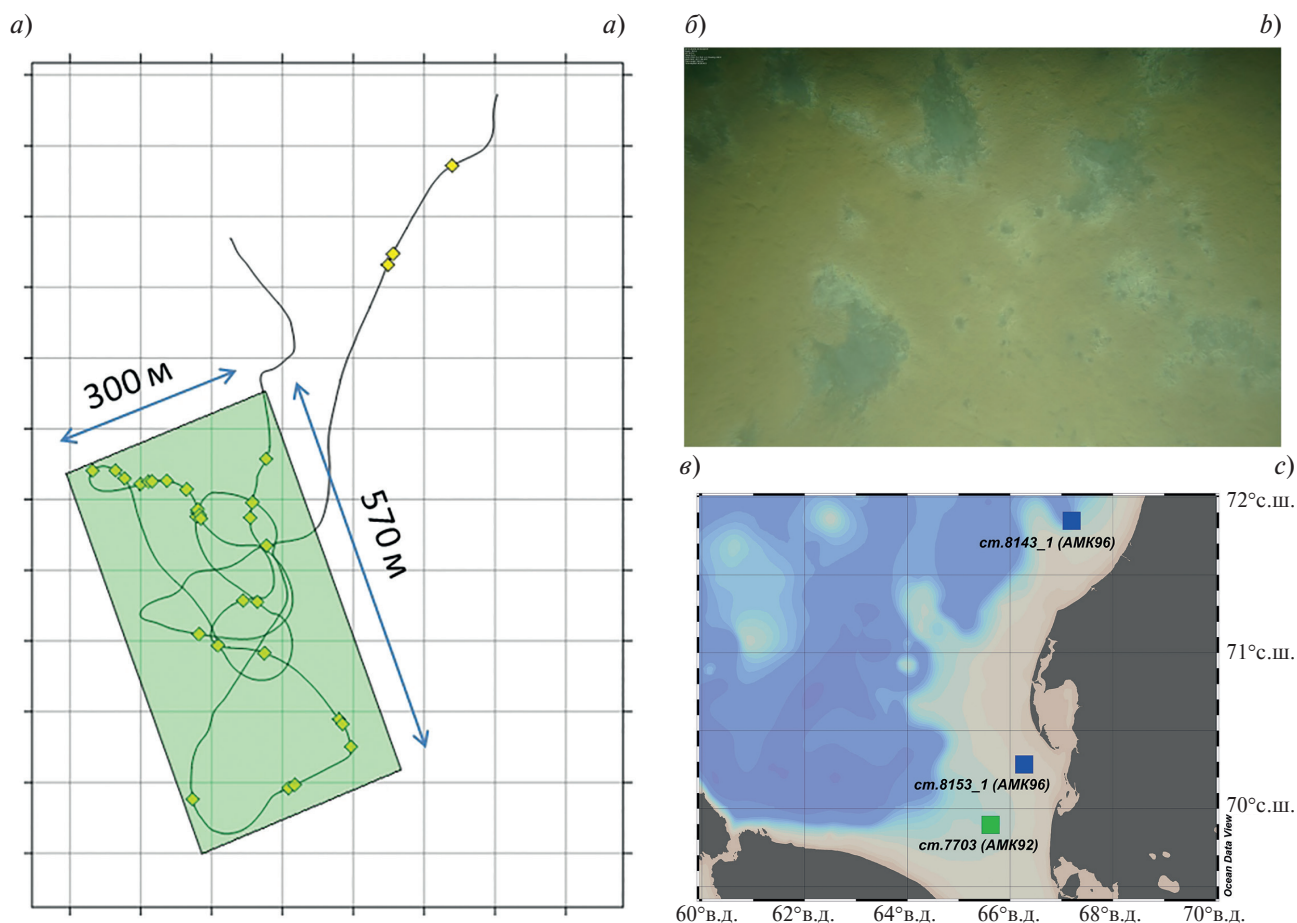


Рис. 4. Пространственное распределение наблюдаемых бактериальных матов и примеры их фотоизображений в 92-м рейсе НИС АМК на ст. 7703 в ходе обследования полигона метановых сипов в районе Байдарацкой губы: а — траектория движения НИС АМК (ст. 8153_1 96-го рейса НИС АМК расположена на расстоянии 53 км.). Желтыми точками на карте отмечены места, где видео- и фотокамерами БНПА «Видеомодуль» регистрировались бактериальные маты на грунте; б — пример фотоизображений бактериальных матов; в — карта расположения станций (зеленым отмечена ст. 7703 92-го рейса АМК, синим отмечены станции 96-го рейса АМК)

Fig. 4. Spatial distribution of observed bacterial mats and example photographs during the 92nd Cruise of R/V AMK at station 7703 in the methane seepage area of Baydaratskaya Bay: а — track of R/V AMK (station 8153_1 from Cruise 96 is located 53 km away). Yellow dots indicate sites where video and photo cameras of the Videomodule towed system recorded bacterial mats on the seafloor; б — examples of bacterial mat photographs; в — station locations (station 7703 from Cruise 92 marked in green; Cruise 96 stations marked in blue)

дований можно лишь предположить, что эмиссия газа от этих биогенных структур оказывает заметное влияние на приводную атмосферу исключительно в мелководных зонах (глубиной до 50 м). Для перехода от качественных наблюдений к количественным оценкам требуется проведение дополнительных измерений концентраций растворенного метана в воде над обнаруженными полями бактериальных матов. При этом подобные измерения проводились ранее в экспедициях ИО РАН, результаты которых опубликованы в работе [18], где зафиксировано аналогичное повышение концентрации метана, но в растворенном виде, в акватории Байдарацкой губы.

В связи с этим, на данном этапе исследования можно сделать вывод, что несмотря на локальную активность бактерий и наличие бактериальных матов в арктических районах, их влияние на наблюдаемые с борта НИС концентрации метана в приводном слое невелики и в большинстве случаев не заметно на фоне вклада переноса воздушных масс. Таким образом, вклад эмиссий от метановых матов в глобальный баланс CH_4 , по всей видимости, незначителен. В связи с этим приоритетными направлениями исследований следует считать углубленную количественную оценку переноса метана из промышленных регионов и процессов деградации многолетней мерзлоты. Подобные работы в этом направлении необходимы для дальнейшего уточнения роли океана, как источника, на глобальный баланс метана и для оценки динамики эмиссий от бактериальных матов, имеющих локальное проявление в короткопериодных пиках (до нескольких минут) концентрации метана в приводном слое атмосферы.

Тем не менее бактериальные маты и метановые сипы остаются потенциальным источником метана в атмосфере, их учет в общем бюджете CH_4 необходим для более точного прогноза климатических изменений, а значит дальнейшие работы по исследованию этих участков, их картирование и локализация таких сообществ крайне важна. В том числе, вклад таяния многолетней мерзлоты, влияние газогидратов в субаквальной мерзлоте так же остается малоизученным.

Благодарности

Авторы выражают благодарность экипажу научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» и его капитану Горбачу Ю.Н. за высокопрофессиональную помощь в экспедиции, а также Флинту М.В., Пояркову С.Г., Щегловой Я.В., Кравчишиной М.Д., Новигатскому А.Н. и Клювиткину А.А. за организацию крупных комплексных морских экспедиций в Арктике.

Acknowledgements

The authors express their gratitude to the crew of the research vessel Akademik Mstislav Keldysh and its captain, Yu.N. Gorbach, for their highly professional assistance during the expedition, as well as to M.V. Flint, S.G. Poyarkov, Ya.V. Shcheglova, M.D. Kravchishina, A.N. Novigatsky, and A.A. Klyuvitkin for organizing large-scale integrated marine expeditions in the Arctic.

Финансирование

Экспедиционные работы выполнены в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0024). Аналитические исследования выполнены в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИФА им. А.М. Обухова РАН (тема № 125020501413-6).

Funding

The expeditionary work was carried out as part of the state assignment of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for IO RAS (theme No. FMWE-2024-0024). Analytical research was carried out as part of the state assignment of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Science (theme No. 125020501413-6).

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

Литература

1. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
2. Canadell J.G., Monteiro P.M.S., Costa M.H. et al. Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. P. 673–816. 2021. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
3. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L. et al. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
4. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., et al. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // Ecological Monographs. 2009. Vol. 79, No. 4. P. 523–555. EDN MXVYTP. <https://doi.org/10.1890/08-2025.1>
5. Allen M.R., Shine K.P., Fuglestad J.S. et al. A solution to the misrepresentations of CO₂-equivalent emissions of short-lived climate pollutants under ambitious mitigation // npj Climate and Atmospheric Science. 2018. Vol. 1, No. 16. P. 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0026-8>

6. Forster P., Storelvmo T., Armour K. et al. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: Masson-Delmotte V. [et al.]. Cambridge University Press, 2021. Chapter 7. P. 923–1054. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>
7. Vonk J.E., Fritz M., Speetjens N.J. et al. The land–ocean Arctic carbon cycle // Nature Reviews Earth & Environment. 2025. Vol. 6, No. 2. P. 86–105. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00627-w>
8. Виноградова А.А., Гинзбург А.С., Губанова Д.П. Изменчивость концентрации метана в приземном воздухе Москвы на разных временных масштабах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 2. С. 205–217. EDN TLTOXB
9. Etminan M., Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P. Radiative forcing of carbon dioxide, methane and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing // Geophysical Research Letters. 2016. Vol. 43, No. 24. P. 12614–12623. <https://doi.org/10.1002/2016GL071930>
10. Lan X., Thoning K.W., Dlugokencky E.J. Trends in globally-averaged CH₄, N₂O, and SF₆ determined from NOAA Global Monitoring Laboratory measurements. Version 2026–06. <https://doi.org/10.15138/P8XG-AA10>
11. Esau I., Pettersson L.H., Cancet M. et al. The Arctic Amplification and Its Impact: A Synthesis through Satellite Observations // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, No. 5. 1354. <https://doi.org/10.3390/rs15051354>
12. Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S. et al. Polar regions // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / Eds.: Pörtner H.-O. [et al.]. Cambridge (UK) and New York (USA): Cambridge University Press, 2019. Ch. 3. P. 203–320. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.005>
13. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. Vol. 373. No. 2052. 20140451. EDN UZYQRR. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0451>
14. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the East Siberian Arctic shelf // Geography, Environment, Sustainability. 2018. Vol. 11. P. 85–92. EDN YVAGYC. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>
15. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al. Ship-Borne Observations of Atmospheric CH₄ and $\delta^{13}\text{C}$ Isotope Signature in Methane over Arctic Seas in Summer and Autumn 2021 // Atmosphere. 2022. Vol. 13. 458. EDN DURMDP. <https://doi.org/10.3390/atmos13030458>
16. Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Белоусов В.А. и др. Концентрация метана в атмосфере над морями западного сектора Российской Арктики в позднесенний сезон в 2023 году // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2025. Т. 61, № 6. С. 815–832. EDN BUGZHC. <https://doi.org/10.7868/S3034648725060082>
17. Yuan K., Li F., McNicol G. et al. Boreal-Arctic wetland methane emissions modulated by warming and vegetation activity. Nature Climate Change. 2024. Vol. 14. P. 282–288. EDN VECFJA. <https://doi.org/10.1038/s41558-024-01933-3>
18. Егоров А.В., Кудрявцева Е.А., Рожков А.Н. Метан в поверхностных водах Карского моря и морях Европейской Арктики // Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва, 11–15 апреля 2022 года. Т. IV. 2022. С. 56–60.
19. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B. et al. The global methane budget 2000–2017 // Earth System Science Data. 2020. Vol. 12, No. 3. P. 1561–1623. EDN OXHAFZ. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
20. Semenov P., Portnov A., Krylov A. et al. Geochemical evidence for seabed fluid flow linked to the subsea permafrost outer border in the South Kara Sea // Chemie der Erde. 2020. Vol. 80, No. 3. EDN WVGRPG. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.005>
21. Valentine D.L. Emerging topics in marine methane biogeochemistry // Annual Review of Marine Science. 2011. Vol. 3. P. 147–171. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142734>
22. Ruff S.E., Biddle J.F., Teske A.P. et al. Global dispersion and local diversification of the methane seep microbiome. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2015. Vol. 112, No. 13. P. 4015–4020. <https://doi.org/10.1073/pnas.1421865112>
23. Анисимов И.М., Залота А.К., Лесин А.В., Муравья В.О. Особенности исследования биологических и техногенных объектов с использованием глубоководных буксируемых аппаратов // Океанология. 2023. Т. 63, № 5. С. 840–852. EDN XUZQ GK. <https://doi.org/10.31857/S0030157423050027>
24. Rolph G., Stein A., Stunder B. Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY. Environmental Modelling & Software. 2017. Vol. 95. P. 210–228. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.025>
25. Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D. et al. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. Vol. 96. P. 2059–2077. EDN WOFOZT. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
26. Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н. и др. Апробация системы мониторинга климата на основе заякоренных платформ, обсерваторий и судовых наблюдений в 96-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2025. Т. 65, № 3. С. 524–527. EDN GXEULH. <https://doi.org/10.31857/S0030157425030129>

27. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Книвель Н.Я., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики — 2023: (92-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» в Карское море) // Океанология. 2024. Т. 64, № 3. С. 550–553. EDN QBJGZK. <https://doi.org/10.31857/S0030157424030144>

References

1. Romankevich EA, Vetrov AA. *The Carbon Cycle in the Arctic Seas of Russia*. Moscow: Nauka; 2001. 302 p.
2. Canadell JG, Monteiro PMS, Costa MH, et al. Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, et al, eds. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press; 2021. p. 673–816. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
3. Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, et al. IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press; 2021. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
4. McGuire AD, Anderson L.G., Christensen T.R., et al. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*. 2009;79(4):523–555. <https://doi.org/10.1890/08-2025.1>
5. Allen MR, Shine KP, Fuglestedt JS, et al. A solution to the misrepresentations of CO₂-equivalent emissions of short-lived climate pollutants under ambitious mitigation. *npj Climate and Atmospheric Science*. 2018;1:16. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0026-8>
6. Forster P, Storelmo T, Armour K, et al. The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In: Masson-Delmotte V, et al., editors. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press; 2021. Chapter 7, p. 923–1054. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>
7. Vonk JE, Fritz M, Speetjens NJ, et al. The land–ocean Arctic carbon cycle. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2025;6(2):86–105. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00627-w>
8. Vinogradova AA, Ginzburg AS, Gubanova DP. Variability of surface methane concentration in Moscow at different time scales. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022;58(2):178–187. <https://doi.org/10.1134/S0001433822020116>
9. Etminan M, Myhre G, Highwood EJ, Shine KP. Radiative forcing of carbon dioxide, methane and nitrous oxide: a significant revision of the methane radiative forcing. *Geophysical Research Letters*. 2016;43(24):12614–12623. <https://doi.org/10.1002/2016GL071930>
10. Lan X, Thoning KW, Dlugokencky EJ. Trends in globally averaged CH₄, N₂O, and SF₆ determined from NOAA Global Monitoring Laboratory measurements. Version 2026–06. <https://doi.org/10.15138/P8XG-AA10>
11. Esau I, Pettersson LH, Cancet M, et al. The Arctic amplification and its impact: a synthesis through satellite observations. *Remote Sensing*. 2023;15(5):1354. <https://doi.org/10.3390/rs15051354>
12. Meredith M, Sommerkorn M, Cassotta S, et al. Polar regions. In: Pörtner HO, et al., editors. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Cambridge (UK) and New York (USA): Cambridge University Press; 2019. Chapter 3, p. 203–320. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.005>
13. Shakhova N, Semiletov I, Sergienko V, et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2015;373(2052):20140451. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0451>
14. Pankratova N, Skorokhod A, Belikov I, et al. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the East Siberian Arctic shelf. *Geography, Environment, Sustainability*. 2018;11:85–92. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>
15. Pankratova N, Skorokhod A, Belikov I, et al. Ship-borne observations of atmospheric CH₄ and δ¹³C isotope signature in methane over Arctic seas in summer and autumn 2021. *Atmosphere*. 2022;13:458. <https://doi.org/10.3390/atmos13030458>
16. Pankratova NV, Belikov IB, Belousov VA, et al. Methane concentration in the atmosphere over seas of the western sector of Russian Arctic in the late autumn season in 2023. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2025;61(6):733–746. <https://doi.org/10.1134/S0001433825701063>
17. Yuan K, Li F, McNicol G, et al. Boreal–Arctic wetland methane emissions modulated by warming and vegetation activity. *Nature Climate Change*. 2024;14:282–288. <https://doi.org/10.1038/s41558-024-01933-3>
18. Egorov AV, Kudryavtseva EA, Rozhkov AN. Methane in surface waters of the Kara Sea and seas of the European Arctic. In: *Geology of Seas and Oceans: Proceedings of the XXIV International Scientific Conference (School) on Marine Geology*; 2022 Apr 11–15; Moscow. Vol. IV. p. 56–60. (In Russ)

19. Saunois M, Stavert AR, Poulter B, et al. The global methane budget 2000–2017. *Earth System Science Data*. 2020;12(3):1561–1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
20. Semenov P, Portnov A, Krylov A, et al. Geochemical evidence for seabed fluid flow linked to the subsea permafrost outer border in the South Kara Sea. *Chemie der Erde*. 2020;80(3). <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.005>
21. Valentine D.L. Emerging topics in marine methane biogeochemistry. *Annual Review of Marine Science*. 2011;3:147–171. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142734>
22. Ruff SE, Biddle JF, Teske AP, et al. Global dispersion and local diversification of the methane seep microbiome. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2015;112(13):4015–4020. <https://doi.org/10.1073/pnas.1421865112>
23. Anisimov IM, Zalota AK, Lesin AV, et al. Aspects of the towed underwater vehicle “Videomodule”: utilization for surveying underwater objects and benthic fauna. *Oceanology*. 2023;63:733–743. <https://doi.org/10.1134/S0001437023050028>
24. Rolph G, Stein A, Stunder B. Real-time environmental applications and display sYstem: READY. *Environmental Modelling & Software*. 2017;95:210–228. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.025>
25. Stein AF, Draxler RR, Rolph GD, et al. NOAA’s HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2015;96:2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
26. Kravchishina MD, Klyuvitkin AA, Novigatsky AN, et al. Testing of a climate monitoring system based on moored platforms, observatories, and shipboard studies on cruise 96 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh. *Oceanology*. 2025;65(3):462–465. <https://doi.org/10.1134/S0001437025700122>
27. Flint MV, Poyarkov SG, Rinsky-Korsakov NA, et al. Ecosystems of the Siberian Arctic Seas-2023: (cruise 92 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in the Kara Sea). *Oceanology*. 2024;64(3):485–488. <https://doi.org/10.1134/S0001437024700140>

Об авторах

МУРАВЬЯ Валерия Олеговна, научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0003-1772-4809,
Scopus AuthorID: 57220747447, WoS ResearcherID: AGJ-4708-2022, SPIN-код (РИНЦ): 4398-0252,
e-mail: muravya.vo@ocean.ru

ПАНКРАТОВА Наталья Владимировна, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук,
ORCID: 0009-0004-8206-7432, Scopus AuthorID: 20434454600, SPIN-код (РИНЦ): 1464-0056,
e-mail: pankratova@ifaran.ru

БЕЛИКОВ Игорь Борисович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук,
SPIN-код (РИНЦ): 6927-3120, e-mail: belikov@ifaran.ru

АНИСИМОВ Иван Михайлович, кандидат технических наук, научный сотрудник ИО РАН,
ORCID: 0000-0002-1780-9004, Scopus AuthorID: 57194703246, WoS ResearcherID: C-3447-2018,
SPIN-код (РИНЦ): 7276-9655, e-mail: anisimov.im@ocean.ru

БЕЛОУСОВ Валерий Анатольевич, младший научный сотрудник ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, SPIN-код (РИНЦ): 4729-5900, e-mail: belousov@ifaran.ru

ШТАБКИН Юрий Александрович, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук,
ORCID: 0000-0001-6896-9203, Scopus AuthorID: 57009082200, SPIN-код (РИНЦ): 3743-7490,
e-mail: shtabkin@ifaran.ru

МОИСЕЕНКО Константин Борисович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук,
ORCID: 0000-0003-0094-0388, Scopus AuthorID: 55960826300, e-mail: konst.dvina@gmail.com



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-6)

EDN <https://elibrary.ru/pchktj>

УДК 681.883.05

© В. А. Широков*, А. И. Баженова, В. Н. Милич, 2026

Удмуртский федеральный исследовательский центр УрО РАН, 426067, Ижевск, ул. Т. Барамзиной, д. 34

*shirokovva@udman.ru

Экспериментальное исследование возможностей локализации подводных объектов в зоне Френеля с использованием виртуальной линейной антенной решетки в опытовом бассейне

Статья поступила в редакцию 21.11.2025, после доработки 08.05.2026, принята в печать 20.06.2026

Аннотация

Рассмотрены процедура и результаты построения акустической картины акватории, содержащей одиночные, множественные и составные подводные объекты, с помощью гидроакустической системы подводного видения. Исследование проведено в масштабной модели водоема, реализованной в опытовом бассейне. Объекты размещались в зоне Френеля модели протяженной линейной акустической решетки, реализованной в виде линейно перемещаемого по заданной программе гидроакустического приемника. Акустическая «светимость» подводных объектов обеспечивалась за счет одиночного акустического источника подсветки. Используемый метод локализации подводных объектов основан на учете кривизны волнового фронта в зоне Френеля. Акустическая «светимость» точки расположения предполагаемого объекта определялась путем интегрирования пространственно-временного поля сигналов вдоль образующих, формируемых с учетом задержек волнового фронта отраженного от объекта сигнала. Показана возможность построения акустической картины акватории и дальнейшего распознавания объектов (одиночный, составной, множественный), а также разделения объектов в составе группы в поле зрения гидроакустической системы подводного видения. Подтверждено экспериментально увеличение контраста акустического изображения объектов за счет накопления энергии волны по всему полю сигналов.

Ключевые слова: когерентная гидроакустика, линейная антенная решетка, зона Френеля, пространственно-временное поле сигналов, картина акустической «светимости»

© V. A. Shirokov*, A. I. Bazhenova, V. N. Milich, 2026

Udmurt Federal Research Center of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 34, T. Baramzina Str., Izhevsk, 426067, Russia

*shirokovva@udman.ru

Experimental study of the possibilities of localizing underwater objects in the Fresnel Zone based on the virtual linear antenna array modeling in a test tank

Received 21.11.2025, Revised 08.05.2026, Accepted 20.06.2026

Abstract

The procedure and results of constructing an acoustic map for water area containing single, multiple, and composite underwater objects using an underwater hydroacoustic vision system are considered in the article. The study was conducted in a scale model of a reservoir implemented in the test tank. The objects were located in the Fresnel zone of an extended linear acoustic array

Ссылка для цитирования: Широков В.А., Баженова А.И., Милич В.Н. Экспериментальное исследование возможностей локализации подводных объектов в зоне Френеля с использованием виртуальной линейной антенной решетки в опытовом бассейне // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 64–76. EDN PCHKTJ.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-6)

For citation: Shirokov V.A., Bazhenova A.I., Milich V.N. Experimental study of the possibilities of localizing underwater objects in the Fresnel Zone based on the virtual linear antenna array modeling in a test tank. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);64–76. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-6)

model implemented as a hydroacoustic receiver linearly movable according to a predetermined program. The acoustic reflectivity of the underwater objects was ensured by a single acoustic illumination source. The method for localizing underwater objects is based on wavefront curvature in the Fresnel zone. The acoustic reflectivity of the suspected object location was determined by integrating the spatio-temporal signal field along generating line determined taking into account the delays of the signal wavefront reflected from the object. The feasibility of constructing an acoustic map of the water area and subsequent objects recognition (single, composite, multiple) as well as separating objects from group within the view field of the underwater hydroacoustic vision system are demonstrated. An increase in the contrast of objects acoustic images due to the accumulation of wave energy across the entire signal field has been experimentally confirmed.

Keywords: coherent hydroacoustics, linear antenna array, Fresnel zone, spatio-temporal signal field, acoustic reflectivity picture

1. Введение

Средства регистрации и визуализации взаимного размещения подводных объектов востребованы при охране защитных зон акваторий, обслуживании машин и механизмов разработки подводных месторождений и мониторинге состояния морских сооружений. Одной из комплексных задач, решаемых при освещении подводной обстановки, является формирование картины расположения подводных объектов [1]. Основные цели формирования картины подводной обстановки системой подводного видения:

- создание и визуализация общей картины подводной акватории в зоне контроля;
- определение пространственных координат и формы подводных объектов в зоне контроля;
- формирование цифрового представления акустической картины взаимного размещения подводных объектов.

Исторически функции визуализации состояния акватории обеспечивались телевизионными системами подводного видеонаблюдения [2]. Однако быстрое затухание светового излучения в водной среде ведет к ограниченности размеров анализируемой акватории. Увеличение дальности регистрации подводных объектов достигается за счет использования гидроакустических средств, для которых характерен значительно меньший уровень пространственного затухания при распространении звуковых волн в воде. На основе гидроакустических принципов созданы системы звуковидения, которые являются гидролокаторами с высоким пространственным разрешением и позволяют преобразовать акустическое изображение в форме пространственного распределения звукового давления в оптическое изображение на экране монитора [3]. Дальность действия звуковизоров существенно превышает дальность действия телевизионных систем видеонаблюдения. Однако звуковизоры имеют низкое угловое разрешение и низкое разрешение по дальности, что не позволяет производить детальную оценку пространственных и динамических параметров подводных объектов в зоне контроля.

Такие распространенные гидроакустические устройства, как многолучевые эхолоты [4], имеющие высокую разрешающую способность, позволяют формировать изображение дна акватории и структуру гидротехнических сооружений с высоким разрешением и определять пространственные характеристики деталей объекта. Но изображение формируется путем механического перемещения носителя антенны с последующим формированием изображения на основе последовательности отражений зондирующих гидроакустических сигналов. То есть режим «реального времени» при подводном наблюдении с помощью таких устройств невозможен.

Современная идеология мультистатистических гидролокационных систем подводного наблюдения предполагает использование набора пространственно распределенных гидроакустических станций, работающих как в режиме приема, так и в режиме излучения, которые производят поиск, обнаружение, классификацию и определение координат выбранных классов подводных объектов и передачу полученных данных в систему управления [5]. Системы подводного наблюдения предназначены для оперативного обеспечения заданной вероятности обнаружения подводного объекта заданного класса при заданной вероятности ложной тревоги при нахождении объекта в любой точке контролируемого района [6]. Но в условиях многобликовости акустических отражений от подводных объектов и явлений переотражения и многолучевости распространения акустических волн в подводной среде задача формирования и визуализация картины подводной акватории в зоне контроля, представляется для этих систем труднореализуемой. Наличие множества объектов в зоне контроля усложняет решение этой задачи многократно.

Гидроакустическая система подводного видения должна обеспечить обнаружение, классификацию и определение координат подводных объектов в анализируемой подводной обстановке и представление

полученных результатов в виде акустической картины подводной обстановки, удобной для визуального восприятия оператором, и в виде цифрового представления, которое является исходными данными для работы компьютерных систем контроля зоны наблюдения в реальном масштабе времени.

Информация о состоянии содержания подводной акватории может быть получена путем регистрации и интерпретации сонограмм — одномерных гидроакустических сигналов (в данном случае — массива последовательно измеренных значений звукового давления в гидроакустическом сигнале). Однако, регистрация и анализ одномерных сонограмм не позволяет осуществлять реконструкцию содержания всей анализируемой подводной акватории с локализацией всех подводных объектов. Известны исследования, которые доказывают перспективность использования линейной акустической решетки (ЛАР) для локализации и распознавания подводных объектов [7]. Кроме того, установлено, что применение протяженной ЛАР при использовании разностно-дальномерного метода локализации источников отражения эхосигналов позволяет осуществлять определение координат этих источников по кривизне волнового фронта [8–10]. В работе [11] рассмотрены результаты исследования вопросов использования вертикальных антенн для определения дальности и глубины источников акустического отражения.

По результатам исследований в работе [12] сделан вывод о том, что «упругие колебания волнового (временного) фронта сигнала при распространении в неоднородной и подвижной среде» приводят к отклонениям в оценке координат подводных объектов при расчетах с использованием трехэлементных приемных систем, что вызывает необходимость использования многоэлементных ЛАР. Однако при наличии в анализируемой подводной акватории не одного, а множества объектов, использование взаимной корреляционной функции отраженных сигналов для всего множества пар используемых приемников ЛАР в целях определения разностей времен прихода этих сигналов от каждого источника становится труднореализуемым [8].

Авторам статьи представляется, что решение задачи локализации многих источников отраженных эхосигналов по кривизне волнового фронта поля этих источников может быть достигнуто следующими путями:

- регистрация картины волновых фронтов множества источников отраженных эхосигналов в исследуемой акватории с помощью ЛАР в виде изображения пространственно-временного поля сигналов;
- преобразование изображения пространственно-временного поля сигналов в акустическую картину источников отраженных эхосигналов в исследуемой подводной акватории с последующей визуализацией этой карты для оператора.

Целью настоящей работы является исследование возможностей метода синфазного суммирования пространственно-временного поля отраженных от объектов эхосигналов с помощью ЛАР в зоне Френеля для оценки акустической «светимости» всех точек анализируемой подводной акватории и последующей реконструкции общей картины подводной обстановки (взаимного размещения гидролокационных объектов) в зоне контроля. Регистрация пространственно-временного поля сигналов осуществляется с помощью одиночного ненаправленного приемника, последовательно перемещаемого по горизонтальной линии в фиксированные точки, моделируя таким образом ЛАР. Акустическая «светимость» подводных объектов обеспечивалась за счет одиночного источника акустической подсветки.

2. Выполнение экспериментальных исследований

База исследований — гидроакустический исследовательский комплекс (далее — «комплекс»), описанный в [13, 14]. Параметры комплекса (размеры: $3 \times 1,5 \times 0,75$ м, частота сигналов 1 МГц) выбраны для реализации возможности его использования в качестве масштабной натурной модели реального водоема в масштабе 1:100. Оснастка бассейна позволяет конфигурировать для проведения экспериментальных исследований достаточно большое разнообразие измерительных схем и сценариев.

Измерительная схема опытового бассейна (рис. 1) в описываемом исследовании включает источник излучения зондирующего импульса, поле объектов, и приемник в виде виртуальной линейной гидроакустической решетки (ВЛАР). Излучатель и объекты закреплены на глубине измерений в индивидуальных подвесах так, чтобы объекты находились в зоне действия излучателя.

ВЛАР реализована в виде одиночного гидроакустического приемника, перемещаемого по линейной направляющей в старт-стопном режиме, причем величина шага перемещения, количество шагов и длительность паузы между измерениями задаются в сценарии измерений, реализованном в управляющем компьютере. Цикл измерений, состоящий из излучения зондирующего сигнала, регистрации отраженного сигнала и последующего сдвига приемника на заданный шаг, повторяется заданное число раз, что позволяет зарегистрировать сигналы во всех точках фиксации перемещения приемника, и таким образом получить

массив сигналов реальной ЛАР. При этом возможно моделирование ЛАР с произвольным шагом расположения приемных элементов. Точная повторяемость измерений в последовательных положениях приемника обеспечивается введением в сигнал специальной метки времени [15].

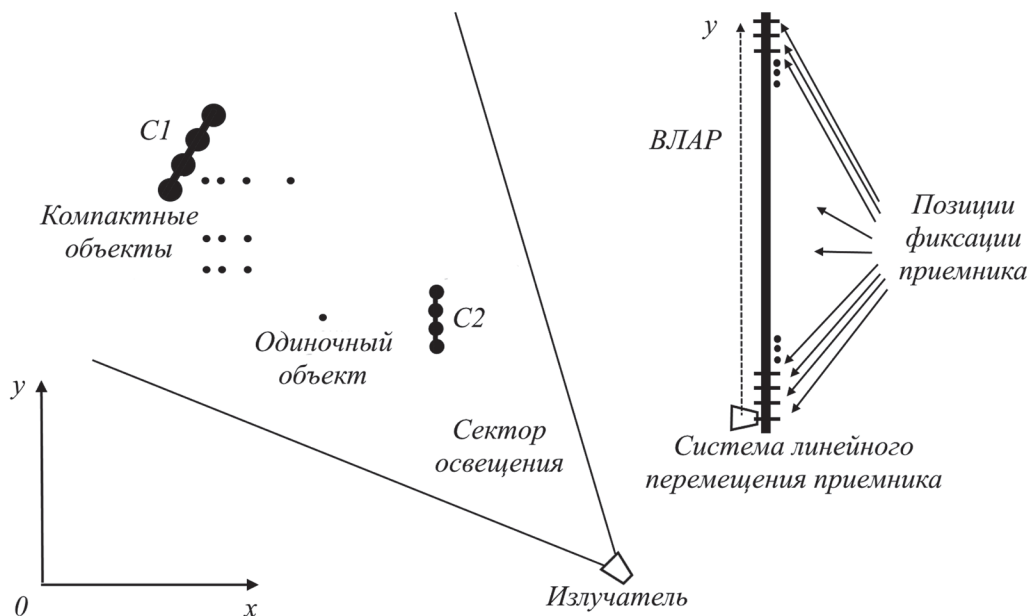


Рис. 1. Расстановка компонентов измерительной схемы (излучателя, объектов, приемника и системы линейного перемещения) в опытном бассейне. Буквами обозначены: C1 — составной объект 1, C2 — составной объект 2

Fig. 1. Arrangement of the measuring circuit components (emitter, objects, receiver and linear displacement system) in the test tank. The letters indicate: C1 — composite object 1, C2 — composite object 2

Длина и расположение ВЛАР в опытном бассейне выбраны так, чтобы по оси Y объекты находились вблизи средней части зоны Френеля ВЛАР, а кривизна фронта отраженной волны была бы достаточна для устойчивого определения положения объекта по форме фронта волны. Длина ВЛАР в настоящем исследовании составляет 500 мм, расстояние от линии перемещения приемника до группы объектов составляет от 850 мм до 1050 мм.

Компоненты измерительной схемы расположены так, чтобы генерируемый излучателем зондирующий сигнал при своем распространении отражался от каждого из объектов, и отраженные объектами гидроакустические волны проходили бы через область пространства ВЛАР. Глубина погружения объектов, излучателя и приемника составляла 300 мм. Ширина диаграммы направленности излучателя и приемника в вертикальном направлении составляет 11 градусов, что позволяет избежать помех, связанных с переотражением звуковых волн от дна и поверхности воды. Зондирующий гидроакустический сигнал в настоящем исследовании создается подачей на излучатель короткого цуга колебаний с несущей частотой 1 МГц и гауссовой огибающей:

$$U(t) = \begin{cases} A \cdot \exp \left[-\frac{1}{2} \left(t - \frac{N}{2F} \right)^2 / \sigma^2 \right] \cdot \sin(2\pi Ft), & \text{при } 0 \leq t \leq \frac{N}{F}, \\ 0, & \text{при } t > \frac{N}{F} \end{cases} \quad (1)$$

где N — число периодов (в эксперименте $N = 8$), F — частота сигнала ($F = 10^6$ Гц), A — амплитуда сигнала, $\sigma = 3$ (среднеквадратичное отклонение). При таких параметрах сигнала длина цуга зондирующего сигнала в воде (8 длин волн) составляет около 15 мм.

Перечень и координаты объектов приведены в таблице, фотография их размещения в опытном бассейне показана на рис. 2. Конфигурация размещения объектов была составлена так, чтобы проверить способность метода разделять близкорасположенные компактные и составные объекты при различном их взаимном расположении и сочетаниях.

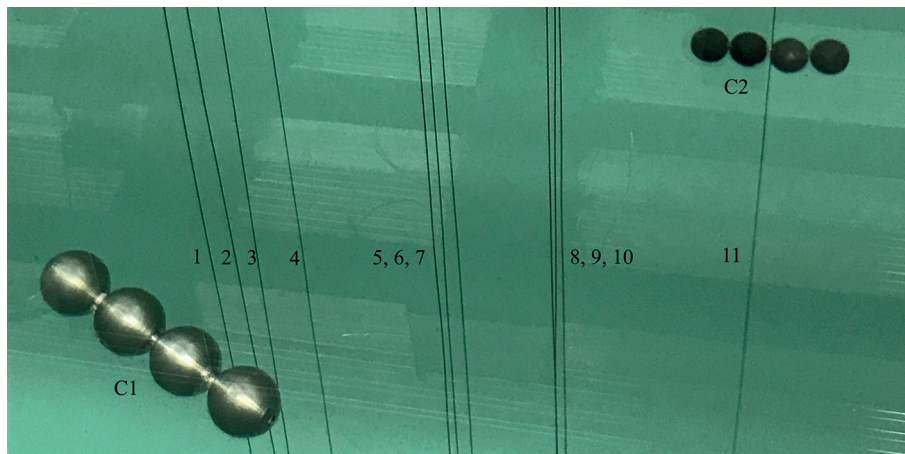


Рис. 2. Фотография фрагмента бассейна с размещенными объектами: составными (C1 и C2) и компактными (одиночный — 11 и три группы — 1,2,3,4; 5,6,7; 8,9,10)

Fig. 2. Photo fragment of the tank with objects: composite (C1 and C2) and compact (single — 11 and three groups — 1,2,3,4; 5,6,7; 8,9,10)

Таблица

Table

Перечень объектов, используемых в исследовании, с их координатами и условными обозначениями

List of objects used in the study with its coordinates and symbols

Номер	Тип	Координата X, мм	Координата Y, мм	Примечание
1	компактный	670	450	№ 11, одиночный
2	компактный	575	605	№ 1, группа1
3	компактный	585	605	№ 2, группа1
4	компактный	605	605	№ 3, группа1
5	компактный	645	605	№ 4, группа1
6	компактный	575	540	№ 5, группа2
7	компактный	585	540	№ 6, группа2
8	компактный	605	540	№ 7, группа2
9	компактный	575	505	№ 8, группа3
10	компактный	585	505	№ 9, группа3
11	компактный	605	505	№ 10, группа3
12	составной	560	620	Объект C1 составной
13	составной	750	450	Объект C2 составной
Излучатель	пьезокерамический	100	1280	US1000–21A
ВЛАР		1600	200...700	Шаг программируется

В качестве компактных (однобликовых) объектов использованы тонкие медные цилиндры с диаметром $1/5$ длины звуковой волны зондирующего импульса (одножильный медный провод с диаметром 0,31 мм, подвешенный вертикально к креплениям на балках и натянутый весом свинцового груза). Составные (многобликовые) объекты представляли собой ряды из 4-х металлических сфер каждый, скрепленных в линию, подвешенные к креплениям на балках на тонкую лавсановую леску диаметром 0,08 мм с пренебрежимо малой отражающей способностью по сравнению с объектами. Диаметры сфер (22 и 13 мм для первого и второго объекта соответственно) многократно превышали длину волны, составляющую 1,48 мм для частоты 1 МГц. Длина составных объектов равна 95 и 52 мм.

Для анализа пространственной разрешающей способности описанной методики измерения, тестовые объекты № 1, № 2, № 3 и № 4 были размещены на расстояниях 10, 20 и 40 мм друг от друга соответственно. Кроме того, для анализа взаимовлияния отраженных волн объекты № 1, № 2, № 3 и № 4 были установлены в зоне прохождения переотраженной волны объекта C1, а объект № 11 — в зоне акустической тени составного объекта C2.

Процесс измерения заключается в циклическом повторении процедуры гидролокационной подсветки области размещения подводных объектов короткими (8 мкс) зондирующими импульсами с измерением и регистрацией отраженных эхосигналов приемником ВЛАР с последующим шаговым перемещением приемника вдоль горизонтальной оси (рис. 1), что задается сценарием измерений. Таким способом обеспечивается моделирование многоэлементной ЛАР с возможностью программирования числа и шага расположения приемников ВЛАР.

Регистрация отраженного объектом эхосигнала при пошаговом перемещении приемника позволяет имитировать работу многоэлементной линейной приемной антенны, причем количество и расположение позиций приемника при проведении каждого измерения можно устанавливать программным путем в соответствии с требуемой конфигурацией модели ЛАР. В настоящем исследовании шаг перемещения был установлен постоянным и равным 2 мм, число позиций M было установлено равным 250.

Зарегистрированные сигналы, сведенные в единый массив, можно рассматривать как пространственно-временное поле сигналов $S_i(t)$, в котором по оси Y откладывается номер сигнала $i = 1...M$, а по оси X — время задержки сигнала t_j от момента излучения до момента оцифровки. Такое пространственно-временное поле сигналов удобно трактовать как изображение специального вида. Подход к анализу матрицы пространственно-временного поля как к анализу изображения открывает возможность применения алгоритмов цифровой обработки изображений и распознавания визуальных образов с использованием нейронных сетей и искусственного интеллекта.

Примеры пространственно-временного поля сигнала отражения от компактного объекта и от составного объекта показаны на рис. 3 и 4. Яркость пикселя картины пространственно-временного поля (рис. 3, *a*) и высота гребней (рис. 3, *б*) соответствуют значению сигнала $S_i(t)$.

Каждый **одиноким компактным** объект порождает в изображении пространственно-временного поля паттерн характерной гиперболической формы (рис. 3). Форма паттерна однозначно определяется расположением объекта, пространственной конфигурацией схемы измерений и координатами точек расположения приемника ВЛАР и скоростью звука.

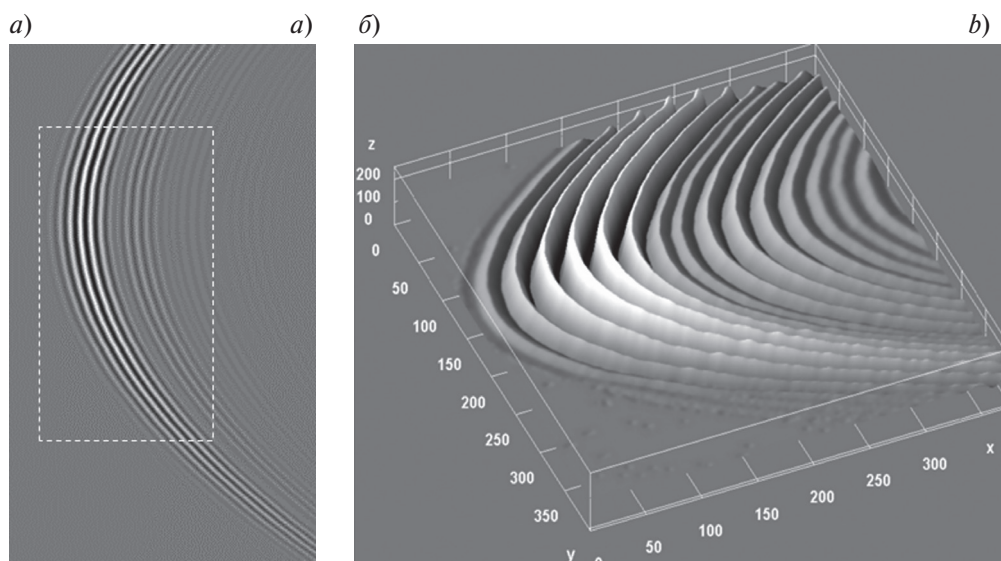


Рис. 3. Фрагмент пространственно-временного поля компактного одиночного объекта в 2d отображении (*a*); выделенная рамкой область поля в 3d отображении (*б*)

Fig. 3. The spatio-temporal field fragment of the compact single object in 2D mapping (*a*); the area of the field highlighted by a frame in 3D mapping (*b*)

Составной объект, обладающий развитой формой отражающей поверхности и, соответственно многоблочной структурой отраженного сигнала, порождает значительно более сложный паттерн в пространственно-временных координатах. Пример фрагмента отображения составного объекта в пространственно-временном поле приведен на рисунках рис. 4, *a* и *б*.

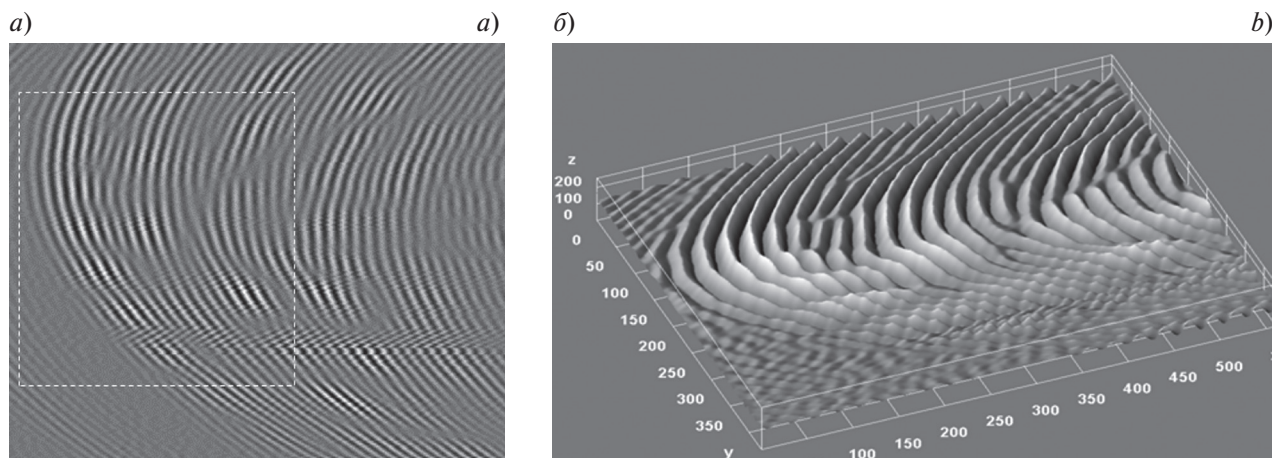


Рис. 4. Фрагмент пространственно-временного поля составного объекта в 2d отображении (а); выделенная рамкой область в 3d отображении (б)

Fig. 4. The spatio-temporal field fragment of the composite object in 2D display (a); the area highlighted by a frame in 3D display (b)

3. Построение поля акустической картины акватории

Сигналы, отраженные от каждого объекта, формируют в пространственно-временном поле индивидуальный паттерн, форма и положение которого однозначно определяют положение объекта в пространстве объектов. Так на рис. 5 схематически представлен паттерн (в виде фронта волны) в поле сигналов, полученный в результате отражения от объекта А. Амплитуда сигнала паттерна характеризует акустическую отражающую способность формирующего этот паттерн объекта. Поэтому массив данных пространственно-временного поля в пространстве сигналов (например, поле сигналов на рис. 6) однозначно связан с картиной расположения акустически заметных объектов в пространстве акватории.

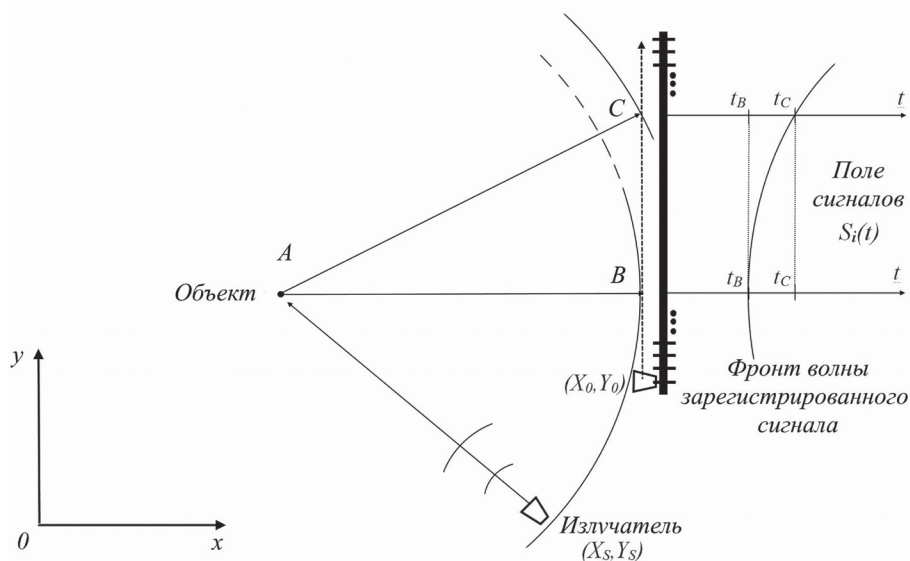


Рис. 5. Формирование пространственно-временного поля сигналов, получаемого в результате измерений ВЛАР. Буквами обозначены: (X_0, Y_0) — начальные координаты линейного перемещения приемника; t_B, t_C — времена прохождения звуковой волны от объекта (точка А) до положений приемника В и С; $S_i(t)$ — измеренный сигнал в положении приемника (X_0, Y_i) ; (X_s, Y_s) — координаты излучателя

Fig. 5. Obtaining of a spatio-temporal field of signals as a result of VLAR measurements. The letters indicate: (X_0, Y_0) — initial coordinates of the receiver linear movement; t_B, t_C — travel times of the sound wave from the object (point A) to receiver positions B and C; $S_i(t)$ — signal measured at the receiver position (X_0, Y_i) ; (X_s, Y_s) — coordinates of the emitter

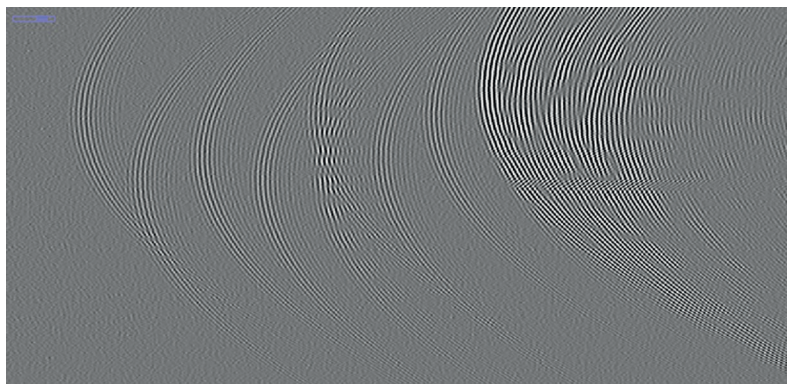


Рис. 6. Фрагмент пространственно-временного поля сигналов, полученного для поля объектов 1...10, C1, представленных в табл. 1

Fig. 6. The spatio-temporal field fragment of signals obtained for the field of objects 1...10, C1 presented in Table 1

Процесс формирования поля акустической картины акватории по данным пространственного временного поля сигналов использует фокусировку мощности всего поля сигналов в единый консолидированный сигнал посредством учета задержки времени распространения сигнала от объекта до линии ВЛАР, координаты которой заданы условиями измерений. Пример фокусировки приведен на рис. 7. Фактически это накапливающее суммирование фрагментов отраженной волны конкретного объекта из всех сигналов пространственно-временного поля с учетом фазы волнового фронта.

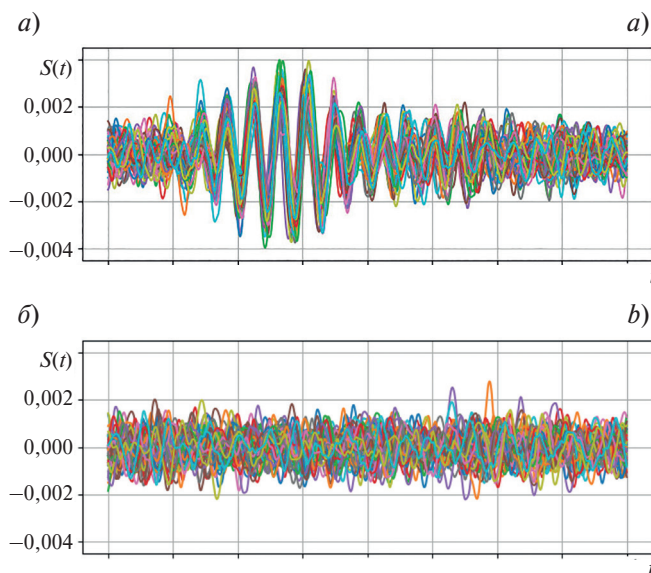


Рис. 7. Примеры фокусировки множества сигналов: *a* — для точки с присутствием объекта; *б* — для точки, в которой объект с акустической «светимостью» отсутствует

Fig. 7. Examples of focusing multiple signals: *a* — for point with the object; *b* — for point without object with acoustic reflectivity

Вычисление полной картины акустического поля происходит следующим образом. Формируется координатная сетка $M \times N$ пространства объектов, покрывающая область наблюдения. Каждый узел сетки можно интерпретировать как центр соответствующего пикселя акустической картины (размером $M \times N$ пикселей). Для каждой точки (x_m, y_n) координатной сетки делается предположение о присутствии в ней отражающего объекта. Расчет величины задержки времени прихода сигнала, отраженного от объекта в точке (x_m, y_n) , в i -й приемник ВЛАР выполняется по формуле:

$$\tau_{m,n,i} = \left(\sqrt{(x_m - X_s)^2 + (y_n - Y_s)^2} + \sqrt{(x_m - X_0)^2 + (y_n - (Y_0 + i * L / K))^2} \right) / C, \quad (2)$$

где X_s, Y_s — координаты излучателя, X_0, Y_0 — начальные координаты линейно-перемещаемого приемника, L — длина ВЛАР, K — число виртуальных приемников ВЛАР (число шагов перемещения приемника по координате Y), C — скорость звука в воде.

В результате фокусировки и синфазного суммирования фрагментов сигналов $S_i(t)$ заданной длительности T согласно полученным задержкам $\tau_{m,n,i}$ получается консолидированный сигнал $U(t, x_m, y_n)$, мощность которого $P(x_m, y_n)$ может служить характеристикой акустической «светимости» точки (x_m, y_n) пространства объектов и яркостью соответствующего пикселя акустической картины:

$$P(x_m, y_n) = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \left(\sum_{i=1}^N S_i(\tau_{m,n,i} + t) \right)^2. \quad (3)$$

Выполнение описанной выше процедуры для каждой точки сетки пространства объектов позволяет получить массив данных, формируемый отдельно в каждом пикселе, представимый в виде растрового изображения и характеризующий акустическую «светимость» поля объектов. Такая процедура не требует априорной информации об объектах и их расположении и позволяет получить общую картину сразу для всего поля объектов.

Дальнейшая обработка получаемого изображения производится методами цифровой обработки изображений в соответствии с задачей. В данном случае объект может быть выделен на изображении простым пороговым преобразованием и вычислением центра тяжести получаемого пятна.

4. Результаты

Экспериментальная проверка возможности восстановления акустической картины расположения множества различных по форме и размерам объектов была проведена с помощью размещения в акватории 13 объектов, установленных на разном расстоянии друг от друга согласно таблице. Результат вычисления карты акустической «светимости», полученный на сетке 1 мм в пространстве объектов, показан на рис. 8.

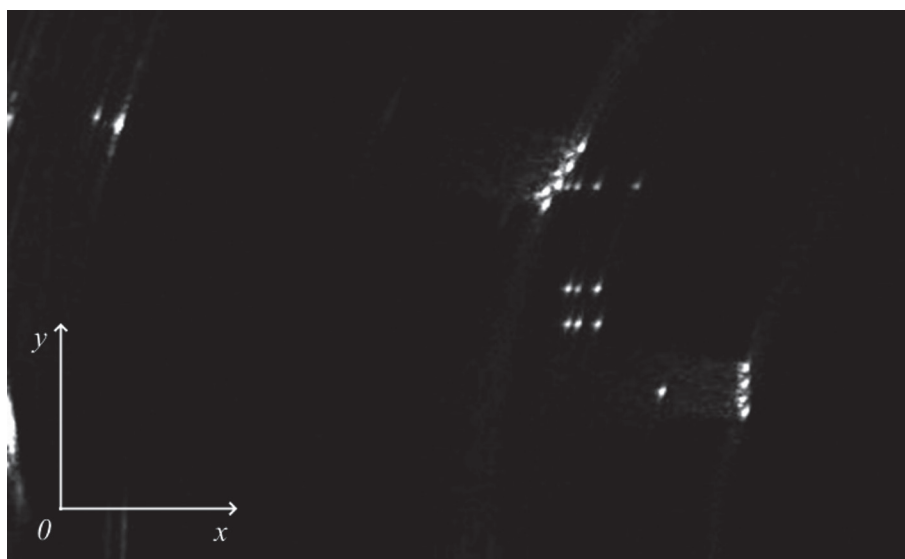


Рис. 8. Картина акустической «светимости» точек акватории, вычисленная по результатам измерения пространственно-временного поля сигналов с описанной выше расстановкой тестовых объектов

Fig. 8. The acoustic reflectivity picture of points in the water area calculated based on the results of measuring the spatio-temporal field of signals with the arrangement of test objects described above

Анализ графика яркости (рис. 9, б) изображения одиночных компактных объектов (например, № 1, № 2, № 3 и № 4 в таблице и соответственно 1, 2, 3 и 4 на рис. 9, а) показывает, что поперечник получаемого изображения объекта при указанных параметрах измерения составляет 3...5 мм, а сам объект легко обнаруживается пороговым преобразованием. Увеличенный фрагмент на рис. 9, а иллюстрирует высокое разрешение и пиксельную структуру получаемого изображения.

Наличие в поле зрения ВЛАР множества объектов порождает сложную картину измеряемого отраженного сигнала. Акустические изображения компактных объектов 1, 2, 3 и 4, расположенных в непосред-

ственной близости от значительно более крупного составного объекта C1, разрешаются в достаточной степени несмотря на значительное перекрытие паттернов. Это подтверждает график сигнала на рис. 9, б, построенный для сечения АВ. Расстояния между пиками яркости, которые соотнесены с объектами 1, 2, 3, 4, соответствуют установленным при планировании эксперимента расстояниям (10 мм, 20 мм, 40 мм). Ширина пиков составляет 3–4 пикселя (3–4 мм при цене пикселя $1 \times 1 \text{ мм}^2$).

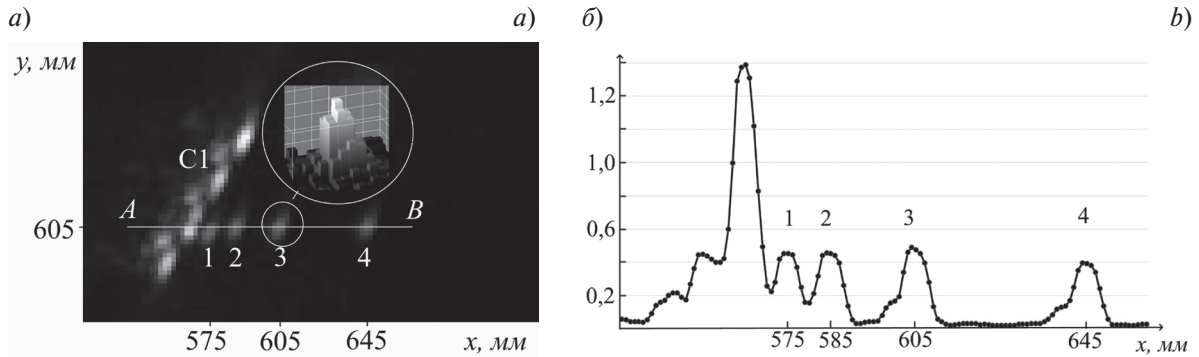


Рис. 9. Акустическая картина группы объектов (а) и график яркости по сечению АВ (б). Пики яркости, соответствующие объектам № 1, № 2, № 3 и № 4 расположены на расстояниях 10, 20 и 40 мм друг от друга соответственно

Fig. 9. The acoustic picture of a group of objects (a) and brightness graph along AB (b). Brightness peaks corresponding to objects No. 1, No. 2, No. 3 and No. 4 are located at distances of 10, 20 and 40 mm from each other, respectively

Кроме того, внимательный анализ полученного акустического изображения составного (многобликового) объекта показывает хорошую коррелированность акустического изображения с формой объекта, что иллюстрируется рис. 10, где показан фрагмент акустической картины, фото объекта и наложение контура объекта на его акустическое изображение.

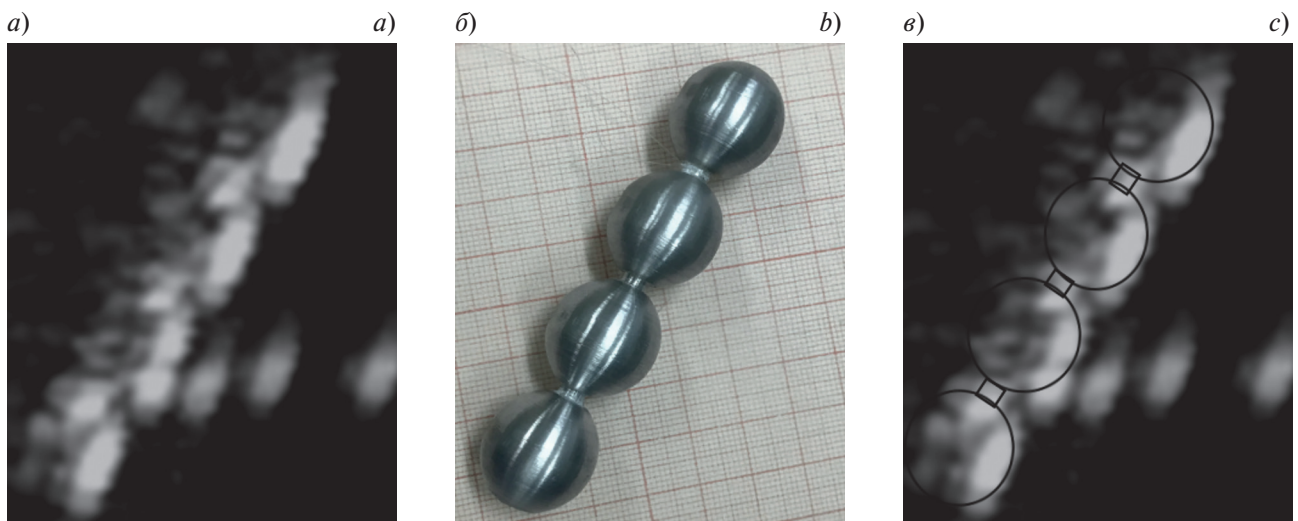


Рис. 10. Иллюстрация возможности реконструкции формы составного объекта C1 по его акустическому изображению: а — акустическое изображение объекта; б — фото объекта; в — наложение контура объекта на акустическое изображение

Fig. 10. Illustration of the possibility of reconstructing the composite object C1 shape based on its acoustic picture: a — acoustic picture of the object; b — photo of the object; c — overlay of the object's outline on the acoustic picture

Для экспериментальной оценки эффективности процедуры накопления сигнала, амплитуда зондирующего сигнала была уменьшена до такой величины, при которой переотраженный тест-объектами сигнал становился визуально не заметен на уровне шумов и помех, после чего производилось измерение и регистрация пространственно-временного поля. На рис. 11, а, б показаны фрагменты пространственно-времен-

ных полей сигналов для объектов различной отражающей способности. Визуальный анализ не позволяет выявить индивидуальный паттерн для объекта на рис. 11, б. Однако в результате вычислительной процедуры с накапливанием фрагментов сигналов, взятых с вычисленными задержками, данный объект отчетливо идентифицируется на карте акустической «светимости», что показано на рис. 11, в, г. Таким образом, проведенное исследование также подтвердило эффективность накопления фрагментов отраженного из каждой конкретной точки пространства акватории сигнала по всему пространственно-временному полю сигнала с целью концентрации силы отклика и отделения этого сигнала от шумов и сигналов из других точек акватории. Анализ яркости точек пространства, где располагались тест-объекты, подтверждает возможность значительного снижения влияния шумов и помех на возможность анализа акустической картины.

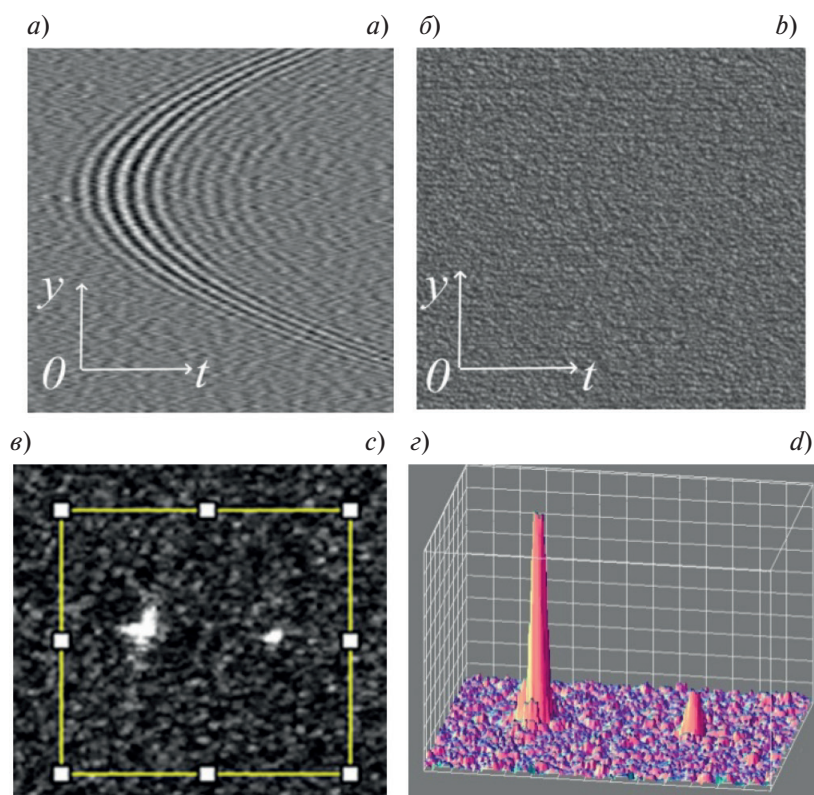


Рис. 11. Пространственно-временное поле двух рядом расположенных одиночных объектов различной отражающей способности на фоне шумов и помех (а), (б); фрагмент вычисленной картины акустической «светимости» (в) и 3D график «светимости» для этого фрагмента (г)

Fig. 11. Spatio-temporal field of two nearby single objects of different reflectivity against a background of noise and interference (a), (b); fragment of the calculated acoustic reflectivity picture (c) and 3D brightness graph for this fragment (d)

5. Заключение

Экспериментально исследован метод получения акустической картины подводной обстановки в опытовом бассейне по результатам измерения пространственно-временного поля переотраженных от тестового множества объектов гидроакустических сигналов с использованием ВЛАР.

Суть метода — последовательная проверка гипотез об акустической «светимости» всех точек анализируемого подводного пространства независимо от наличия в этой точке отражающего объекта. Общая картина складывается как результат анализа акустических «светимостей» всех точек анализируемой подводной акватории. Таким образом, формируется не перечень отражающих объектов, а изображение акустической картины всего анализируемого пространства. Такой подход позволяет анализировать подводную акваторию в зоне Френеля ВЛАР с практически неограниченным количеством присутствующих в зоне контроля объектов.

Проведенные в опытовом бассейне измерения подтвердили высокую пространственную разрешающую способность метода, а также продемонстрировали возможность пространственной реконструкции формы составных подводных объектов.

Кроме того, показан потенциал накопления содержательной информационной составляющей по всему регистрируемому пространственно-временному полю, что делает перспективным увеличение числа приемников ЛАР для выделения слабоотражающих объектов на фоне помех.

Результаты исследования планируется использовать в процессе создания гидроакустической системы подводного видения.

Литература

1. Криницкий С.А., Лопатиев О.А., Охрименко С.Н., Паришуков В.Н., Рубанов И.Л. Сетевая система освещения подводной обстановки // Морской сборник. 2021. Т. 2096, № 11. С. 71–77. EDN XXXQAG
2. Сергеев В.В., Карпов В.Н., Прибылов Ю.С., Пшеничная О.К., Соколов В.А. Современные технологии подводного видения. Адаптивная система фото и видео регистрации для автономных необитаемых подводных аппаратов // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2020. Т. 104, № 8. С. 40–45. EDN VGGGXU
3. Лекомцев В.М. Гидроакустические средства визуализации для необитаемых подводных аппаратов // Современные технологии автоматизации. 2013. № 3. С. 78–82.
4. Колосков Е.Н., Корнипаев Б.А. Способы сбора данных обратного рассеивания морского дна, реализованные в современных многолучевых эхолотах // Вестник Государственного университета морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова. 2016. Т. 40, № 6. С. 96–105. EDN XHLRKV
5. Коваленко В.В., Корчак В.Ю., Хилько А.И., Чулков В.Л. Требования к сетевым системам подводного наблюдения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2014. Т. 7, № 2. С. 22–26. EDN TAQWGB
6. Машошин А.И., Шафранюк А.В. Распределенная система подводного наблюдения: Патент РФ 2713005 С1 // Б. 2020. № 4.
7. Шейнман Е.Л., Бобриков И. Распознавание обнаружения одиночного объекта в режиме пеленгования при использовании линейной антенны // Гидроакустика. 2024. Т. 4, № 60. С. 41–54. EDN KYFHGK
8. Гампер Л.Е., Ермоленко А.С., Манов К.В. Способ пассивного определения координат источников излучения. Патент РФ 2507531 // Б. 2014 № 5. EDN WTYCYL
9. Иванов С.С., Лободин И.Е., Новиков Н.А., Пичугин В.А. Способ определения координат шумящих морских объектов. Патент РФ 2810106 // Б. 2023. № 36. EDN QBCAQF
10. Консон А.Д., Волкова А.А. Метод локализации источника широкополосного шумового сигнала горизонтальной линейной антенной в зоне Френеля вблизи границы «вода-воздух» // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 1. С. 84–94. EDN REYIKX. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(1\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(1)-7)
11. Гампер Л.Е. Пассивная гидролокация источников шумоизлучения с использованием бортовых протяженных фокусирующих приемных систем // Труды XIV Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». СПб.: Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2018. С. 40–42. EDN UZYKWI
12. Драченко В.Н., Кузнецов Г.Н., Михнюк А.Н. Оценка координат широкополосного источника звука в океане комбинированным методом с использованием углов скольжения и интерференционной структуры на апертуре антенны // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 96–110. EDN LFMQOJ. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-7)
13. Липанов А.М., Альес М.Ю., Милич В.Н., Широков В.А. Комплекс для исследования и разработки компонентов системы мониторинга подводной акватории // Труды XXV Всероссийской научно-практической конференции РАРАН. М.: ГУ РАРАН, 2022. С. 253–258. EDN BAQEQD
14. Широков В.А., Милич В.Н. Экспериментальный комплекс для исследования возможностей использования гидроакустических датчиков в системах подводного видения // Вестник ИжГТУ им. М.Т. Калашникова. 2021. Т. 24, № 4. С. 54–64. EDN TLBSSJ. <https://doi.org/10.22213/2413-1172-2021-4-54-64>
15. Баженова А.И., Милич В.Н., Широков В.А. Увеличение точности определения местоположения подводных объектов в задаче пеленгации с ультракороткой базой // Приборы и методы измерений. 2025. Т. 16, № 3. С. 254–264. EDN GVOSHO. <https://doi.org/10.21122/2220-9506-2025-16-3-254-264>

References

1. Krinitski SA, Lopatyev OA, Ohrimenko SN, Parshukov VN, Rubanov IL. Network-centric underwater lighting system. *Marine Collection*. 2021;11(2096):71–77. (In Russ)

2. Sergeev VV, Karpov VN, Pribylov YS, Pshenichnaya OK, Sokolov VA. Modern underwater vision technologies. Adaptive photo and video recording system for autonomous unmanned underwater vehicles. *Business Magazine Neftegaz.RU*. 2020;8(104):40–45. (In Russ)
3. Lekomtsev VM. Hydroacoustic visualization tools for unmanned underwater vehicles. *Modern Automation Technologies*. 2013;(3):78–82. (In Russ)
4. Koloskov EN, Kornipaeв BA. Data backscatter seabed image in modern multibeam echo sounders. *Bulletin of the Admiral S.O. Makarov State University of Maritime and Inland Shipping*. 2016;6(40):96–105. (In Russ)
5. Kovalenko VV, Korchak VY, Khilko AI, Chulkov VL. Requirements for network-centric underwater surveillance systems. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2014;7(2):22–26. Available from: <https://hydrophysics.spbrc.ru/jour/article/view/976> (In Russ)
6. Mashoshin AI, Shafranyuk AV. Distributed underwater surveillance system: Patent 2713005 C1 RF. 2020;(4). (In Russ)
7. Sheinman EL, Bobrikov I. Recognition of single object detection in direction finding mode using a linear antenna. *Hydroacoustics*. 2024;60(4):41–54. (In Russ)
8. Gamper LE, Ermoolenko AS, Manov KV. Method for passive determination of coordinates of radiation sources: Patent 2507531 RF. 2014;(5). (In Russ)
9. Ivanov SS, Lobodin IE, Novikov NA, Pichugin VA. Method for determining the coordinates of noisy marine objects: Patent 2810106 RF. 2023;(36). (In Russ)
10. Konson AD, Volkova AA. Broadband noise signal source positioning method using flat linear antenna in Fresnel zone near ‘water-air’ boundary. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(1):84–94. (In Russ). [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(1\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(1)-7)
11. Gamper LE. Passive sonar detection of noise emission sources using onboard extended focusing receiving systems. In: *Proceedings of the XIV All-Russian Conference “Applied Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics”*. St. Petersburg: St. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences; 2018. p. 40–42. (In Russ)
12. Drachenko VN, Kuznetsov GN, Mikhnyuk AN. Estimation of coordinates of a broadband sound source in the ocean by a combined method using grazing angles and interference structure at the antenna aperture. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):96–110. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-7)
13. Lipanov AM, Alies MY, Milich VN, Shirokov VA. Complex for research and development of components of an underwater monitoring system. In: *Proceedings of the XXV All-Russian Scientific and Practical Conference of the Russian Academy of Rocket and Missile Sciences*. Moscow: LLC “GU RARAN”; 2022. p. 253–258. (In Russ)
14. Shirokov VA, Milich VN. Experimental complex for studying the possibilities of using hydroacoustic sensors in underwater vision systems. *Bulletin of Izhevsk State Technical University named after M.T. Kalashnikov*. 2021;4(24):54–64. (In Russ). <https://doi.org/10.22213/2413-1172-2021-4-54-64>
15. Bazhenova AI, Milich VN, Shirokov VA. Improving the accuracy of underwater object location determination in the ultra-short baseline direction finding task. *Devices and Methods of Measurements*. 2025;16(3):254–264. (In Russ). <https://doi.org/10.21122/2220-9506-2025-16-3-254-264>

Об авторах

ШИРОКОВ Владимир Анатольевич, кандидат технических наук, старший научный сотрудник, ФГБУН Удмуртский федеральный исследовательский центр УрО РАН, ORCID: 0000-0002-1429-3057, WoS ResearcherID: R-2922-2018, SPIN-код (РИНЦ): 9007-5928, e-mail: shirokovva@udman.ru

БАЖЕНОВА Айгуль Илсуровна, кандидат технических наук, научный сотрудник, ФГБУН Удмуртский федеральный исследовательский центр УрО РАН, ORCID: 0000-0001-8618-5285, Scopus Author ID: 57218900513, WoS ResearcherID: N-3690-2017, SPIN-код (РИНЦ): 5641-9184, e-mail: aigul_bazh@udman.ru

МИЛИЧ Владимир Николаевич, кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, ФГБУН Удмуртский федеральный исследовательский центр УрО РАН, ORCID: 0000-0002-6038-6668, Scopus AuthorID: 6507247301, WoS ResearcherID: G-3269-2016, SPIN-код (РИНЦ): 5612-2634, e-mail: mili@udman.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-7)

EDN <https://elibrary.ru/qwjpos>

УДК 535.361.2.

© В. В. Маринюк^{1,2,*}, М. А. Павлова^{2,3}, Д. Б. Rogozkin⁴, С. В. Шеберстов², 2026

¹Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», 115409, Москва, Каширское шоссе, д. 31

²Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

³Московский физико-технический институт, 141701, Московская область, Долгопрудный, Институтский переулок, д. 9

⁴Всероссийский научно-исследовательский институт автоматики им. Н.Л. Духова (ВНИИА), 127055, Москва, Сущевская улица, д. 22

*vmarinyuk@mail.ru

Аналитическая модель диффузного отражения света от водной среды с резкоанизотропным рассеянием

Статья поступила в редакцию 22.10.2025, после доработки 02.03.2026, принята в печать 02.06.2026

Аннотация

Цель настоящего исследования — разработка метода расчета коэффициента диффузного отражения света от сильнопоглощающей среды с резкоанизотропным рассеянием типа морской воды. Актуальность этого вопроса обусловлена широким использованием коэффициента диффузного отражения в обработке данных спектральных измерений яркости океана. Предлагаемый метод основан на разложении коэффициента отражения в ряд по кратности рассеяния на большой угол (по сравнению с характерным углом однократного рассеяния), что эквивалентно разложению в ряд по обратным степеням показателя поглощения. Для первых двух членов разложения получены явные выражения. Первый воспроизводит известный результат приближения квазиоднократного рассеяния, а второй соответствует вкладу квазидвукратного рассеяния (многократного малоуглового рассеяния до, между и после двух актов рассеяния на большой угол). Проведено сравнение найденного аналитического решения с результатами численного интегрирования уравнения переноса для индикатрисы Хенни-Гринштейна, а также для двухчленной индикатрисы Хенни-Гринштейна, моделирующей рассеяние света в морской воде. Показано, что сумма вкладов квазиоднократного и квазидвукратного рассеяний хорошо описывает дифференциальный коэффициент отражения в широком диапазоне углов падения и наблюдения.

Ключевые слова: яркость океана, коэффициент отражения, уравнение переноса излучения, квазидвукратное рассеяние

© V. V. Marinyuk^{1,2,*}, M. A. Pavlova^{2,3}, D. B. Rogozkin⁴, S. V. Sheberstov², 2026

¹Moscow Engineering Physics Institute, 31, Kashirskoe shosse, Moscow, 115409, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky prospect, Moscow, 117997, Russia

³Moscow Institute of Physics and Technology, 9, Institutsky Lane, Moscow region, Dolgoprudny, 141701, Russia

⁴Dukhov Research Institute of Automatics (VNIIA), 22, Sushchevskaya street, Moscow, 127055, Russia

*vmarinyuk@mail.ru

Analytical model for diffuse light reflection from an aqueous highly-forward-scattering medium

Received 22.10.2025, Revised 02.03.2026, Accepted 02.06.2026

Abstract

The aim of the present study is to develop a method for calculating the diffuse component of the bidirectional reflectance of a strongly absorbing and highly-forward scattering medium like seawater. The relevance of this issue is due to the widespread use of the bidirectional reflectance in the processing of ocean color measurements. Explicit expressions for the first two terms of the

Ссылка для цитирования: Маринюк В.В., Павлова М.А., Rogozkin Д.Б., Шеберстов С.В. Аналитическая модель диффузного отражения света от водной среды с резкоанизотропным рассеянием // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2026. Т. 19, № 2. С. 77–89. EDN QWJPOS [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-7)

For citation: Marinyuk V.V., Pavlova M.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Analytical model for diffuse light reflection from an aqueous highly-forward-scattering medium. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);77–89.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-7)

expansion are derived. The first term reproduces the well-known result of quasi-single-scattering approximation, and the second corresponds to the contribution of quasi-double scattering (the small-angle multiple scattering before, between, and after two events of large-angle scattering). To validate our analytical results, we carry out numerical integration of the radiative transfer equation for the Henyey-Greenstein phase function, as well as for the two-term Henyey-Greenstein function that models light scattering in seawater. It is shown that for optical parameters typical to seawater, the first two terms of the expansion (i. e. the sum of quasi-single- and quasi-double-scattering contributions) prove to be sufficient to describe the bidirectional reflectance with high accuracy over a wide range of illumination/viewing angles.

Keywords: Water-leaving radiance, BRDF, radiative transfer equation, quasi-double scattering

1. Введение

Исследование диффузного отражения света от морской воды привлекает значительный интерес благодаря развитию технологий измерения цвета океана [1–3]. Спектральная яркость выходящего из воды излучения содержит информацию о физических и оптических свойствах морской воды, и поэтому является важнейшей оптической характеристикой, используемой для изучения верхнего слоя океана методами дистанционного зондирования [4–12].

Основной интерес представляет зависимость коэффициента диффузного отражения от оптических параметров морской воды (показателей рассеяния и поглощения, индикатрисы рассеяния). Данная зависимость является ключевым элементом для решения обратной задачи восстановления физических и оптических параметров морской воды [2]. В современных алгоритмах [6–8, 10–14] коэффициент отражения обычно параметризуется полуэмпирической формулой [15], содержащей подгоночные параметры. Эти параметры сами зависят от углов освещения/наблюдения и индикатрисы рассеяния, и определяются путём подгонки аналитической формулы под результаты численных расчётов переноса излучения [16].

Характер многократного рассеяния света в морской воде определяется двумя основными факторами: сильно вытянутой вперед индикатрисой рассеяния ($1 - g \ll 1$, g — средний косинус угла однократного рассеяния) и сравнительно сильным поглощением, препятствующим изотропизации излучения по направлениям и переходу к режиму пространственной диффузии (показатель поглощения a много больше транспортного показателя рассеяния b_{tr} [1]; $b_{tr} = b(1 - g)$, где b — показатель рассеяния). В этих условиях обратно рассеянное излучение формируется за счет отдельных, сравнительно редких актов рассеяния на большой угол. Основной вклад в отраженный поток дает излучение, испытавшее квазиоднократное рассеяние, — малоугловое многократное рассеяние до и после единственного акта рассеяния в заднюю полусферу. Аналитическая формула для коэффициента отражения в приближении квазиоднократного рассеяния была получена в работе Гордона [17] (см. также [18–20]).

Формула Гордона определяет ведущий член разложения коэффициента отражения в ряд по малому параметру — отношению b_{tr}/a . Все попытки выйти за рамки приближения квазиоднократного рассеяния и уточнить формулу Гордона [17] основаны на полуэмпирических параметризациях коэффициента отражения, которые подгоняются под результаты численного моделирования переноса излучения [15, 21–25]. В связи с этим остается актуальной задача о разработке строгого метода решения уравнения переноса излучения для сильнопоглощающей среды ($b_{tr} \ll a < b$), который воспроизводил бы результат Гордона [17] в качестве приближения первого порядка и позволял бы вычислять члены более высокого порядка (по b_{tr}/a) без каких-либо априорных предположений. Разработка такого подхода является основной целью нашей работы.

В настоящей работе сформулирован метод вычисления коэффициента отражения R в виде разложения в ряд по кратности рассеяния на большой угол (по сравнению с характерным углом однократного рассеяния). С математической точки зрения метод заключается в разложении решения уравнения переноса излучения по степеням интеграла столкновений [26, 27]. Предлагаемый подход позволяет представить коэффициент отражения в виде разложения по обратным степеням показателя поглощения a . Параметром разложения является отношение b_{tr}/a . Для первых двух членов разложения, т. е. для вкладов квазиоднократного ($\sim 1/a$) и квазидвукратного ($\sim 1/a^2$) рассеяния, получены явные выражения. Первый член разложения воспроизводит формулу Гордона [17], второй определяет искомую поправку к ней. Для проверки полученных аналитических результатов мы провели прямое численное интегрирование уравнения переноса излучения с использованием кода DISORT, модифицированного с учетом френелевского отражения от границы раздела воздух/вода [28], и рассчитали коэффициент отражения для индикатрисы Хеньи-Гринштейна. Также проведены расчеты для индикатрисы, представляющей суперпозицию двух функций Хеньи-Гринштейна и моделирующей рассеяние света в морской воде [29–31]. Показано,

что первые два члена полученного ряда (т. е. сумма вкладов квазиоднократного и квазидвукратного рассеяний) хорошо описывают дифференциальный коэффициент отражения в широком диапазоне углов падения и наблюдения.

2. Общие соотношения

Рассмотрим отражение широкого мононаправленного пучка света от водной среды с сильным поглощением и резкоанизотропным рассеянием. Среда занимает полупространство $z > 0$, ось z направлена вглубь воды, вдоль вектора внутренней нормали к поверхности $\mathbf{n}$. Яркость излучения, падающего на границу среды нормируем как

$$I(z = -0, \mathbf{\Omega}) = \delta(\mathbf{\Omega} - \mathbf{\Omega}_0), \quad (\mathbf{\Omega}\mathbf{n}) > 0, \quad (1)$$

где $\mathbf{\Omega}$ — единичный вектор, определяющий направление распространения излучения ($\Omega_x = \sin\theta\cos\varphi$, $\Omega_y = \sin\theta\sin\varphi$, $\Omega_z = \cos\theta$, θ и φ — полярный и азимутальный углы). Дифференциальный коэффициент диффузного отражения света определяется как отношение яркости выходящего из среды излучения $I(z = -0, \mathbf{\Omega})$ к падающему на поверхность воды потоку:

$$R(\mathbf{\Omega}, \mathbf{\Omega}_0) = I(z = -0, \mathbf{\Omega})/\mu_0, \quad (\mathbf{\Omega}\mathbf{n}) < 0, \quad (2)$$

($\mu_0 = \mathbf{\Omega}_0\mathbf{z} = \cos\theta_0$). В гидрооптике используется также коэффициент яркости $\pi R(\mathbf{\Omega}, \mathbf{\Omega}_0)$, представляющий собой отношение яркости выходящего из воды излучения к величине μ_0/π (т. е. к яркости излучения, отраженного от ламбертовской непоглощающей поверхности). Яркость $I(z = -0, \mathbf{\Omega})$ связана с яркостью восходящего излучения под поверхностью воды $I(z = +0, \mathbf{\Omega})$ соотношением [1]:

$$I(z = -0, \mathbf{\Omega}) = n^{-2} T_F(|\mathbf{\Omega}\mathbf{n}|) I(z = +0, \tilde{\mathbf{\Omega}}), \quad (\mathbf{\Omega}\mathbf{n}) < 0, \quad (3)$$

где n — показатель преломления воды, $T_F(\mu) = 1 - R_F(\mu)$, $R_F(\mu)$ — френелевский коэффициент отражения от поверхности воды при падении света со стороны воздуха. Единичный вектор $\tilde{\mathbf{\Omega}}$ в правой части уравнения (3) обозначает направление распространения светового луча в воде, соответствующее направлению $\mathbf{\Omega}$ распространения вышедшего из воды луча, $\sin\tilde{\theta} = \sin\theta/n$, $\tilde{\varphi} = \varphi$.

Яркость под водой ($z > 0$) удовлетворяет уравнению переноса излучения:

$$\left(\mu \frac{\partial}{\partial z} + a + b \right) I(z, \mathbf{\Omega}) = b \iint d\mathbf{\Omega}' p(\mathbf{\Omega}'\mathbf{\Omega}) I(z, \mathbf{\Omega}'), \quad (4)$$

где $\mu = \mathbf{\Omega}\mathbf{z} = \cos\theta$, a и b — показатели поглощения и рассеяния воды, $p(\mathbf{\Omega}'\mathbf{\Omega})$ — индикатриса (фазовая функция) однократного рассеяния. Все величины a , b , p , I зависят от длины волны λ . Граничное условие на поверхности воды имеет вид:

$$I(z = +0, \mathbf{\Omega}) = \frac{\mu_0}{\tilde{\mu}_0} T_F(\mu_0) \delta(\mathbf{\Omega} - \tilde{\mathbf{\Omega}}_0) + R_F^w(\mathbf{\Omega}\mathbf{n}) I(z = +0, \mathbf{\Omega} - 2\mathbf{n}(\mathbf{\Omega}\mathbf{n})), \quad (\mathbf{\Omega}\mathbf{n}) > 0, \quad (5)$$

где $\tilde{\mathbf{\Omega}}_0$ — направление распространения падающего луча в воде, $\tilde{\mu}_0 = \sqrt{n^2 - 1 + \mu_0^2}/n$, R_F^w — френелевский коэффициент отражения от границы раздела воздух/вода при падении света со стороны воды.

Коэффициент отражения $R(\mathbf{\Omega}, \mathbf{\Omega}_0)$ удобно выразить, через коэффициент r , представляющий собой отношение яркости восходящего излучения к падающему потоку под поверхностью воды ($z = +0$):

$$r(\tilde{\mathbf{\Omega}}, \tilde{\mathbf{\Omega}}_0) = I(z = +0, \tilde{\mathbf{\Omega}})/(\mu_0 T_F(\mu_0)), \quad (\tilde{\mathbf{\Omega}}\mathbf{n}) < 0. \quad (6)$$

Из уравнений (2), (3) и (6) находим искомое соотношение:

$$R(\mathbf{\Omega}, \mathbf{\Omega}_0) = n^{-2} T_F(\mu_0) T_F(|\mathbf{\Omega}\mathbf{n}|) r(\tilde{\mathbf{\Omega}}, \tilde{\mathbf{\Omega}}_0), \quad (7)$$

где $|\mathbf{\Omega}\mathbf{n}| = |\mathbf{\Omega}\mathbf{n}|$ — косинус угла между направлением наблюдения $\mathbf{\Omega}$ и внешней нормалью к поверхности моря (т. е. косинус зенитного угла наблюдения).

Ниже, для моделирования резко анизотропного рассеяния в морской воде мы используем индикатрису Хенби-Гринстенейна:

$$p_{HG}(\cos\vartheta; g) = \frac{1 - g^2}{4\pi(1 + g^2 - 2g\cos\vartheta)^{3/2}}, \quad (8)$$

(g — средний косинус угла однократного рассеяния, $1 - g \ll 1$), а также индикатрису, представляющую собой суперпозицию двух функций Хеньи-Гринштейна [29–31]:

$$p(\cos \vartheta) = (1 - x)p_{HG}(\cos \vartheta, g_1) + x p_{HG}(\cos \vartheta, g_2), \quad (9)$$

где средний косинус $g_2 \leq 0$, а величина g_1 близка к единице, $1 - g_1 \ll 1$. Для заданных значений g_1 и g_2 , весовой множитель x в формуле (9) определяет отношение b_b/b , где b_b — коэффициент обратного рассеяния:

$$b_b = b \int_{\pi/2}^{\pi} 2\pi \sin \vartheta p(\cos \vartheta) d\vartheta. \quad (10)$$

Угловые зависимости (8) и (9) имеют выраженный пик в направлении «вперед» с шириной порядка $\vartheta_0 \approx 1 - g$ (или $1 - g_1$). Поэтому, для рассматриваемых индикатрис величина $\vartheta_0 \approx 1 - g$ имеет смысл характерного угла однократного рассеяния. В режиме многократного рассеяния яркость излучения изменяется на масштабах много больших ϑ_0 [26, 27].

3. Разложение по кратности рассеяния на большой угол

Основная идея нашего подхода заключается в построении решения уравнения переноса излучения в виде разложения по степеням интеграла столкновений Больцмана. Сгруппируем вместе «уход» и «приход» в интеграле упругих столкновений в уравнении переноса (4):

$$\left(\mu \frac{\partial}{\partial z} + a \right) I(z, \Omega) = b \iint d\Omega' p(\Omega', \Omega) [I(z, \Omega') - I(z, \Omega)]. \quad (11)$$

Если не интересоваться рассеянием на предельно малые углы, сопоставимые с характерным углом однократного рассеяния ϑ_0 (т. е. считать, что угол отклонения от направления падающего луча в воде много больше ϑ_0), то вклад в интеграл будут давать углы рассеяния, значительно превышающие угол ϑ_0 . В этом случае яркость рассеянного излучения будет плавной функцией углов по сравнению с индикатрисой рассеяния (угловая зависимость яркости имеет характерный масштаб много больший ϑ_0 [26, 27]), и вклад от рассеяния вперед оказывается подавленным благодаря разности яркостей в интеграле столкновений в уравнении (11). Поэтому разложение яркости в ряд по степеням интеграла столкновений представляет собой разложение по кратности рассеяния на «большой» угол [26, 27].

Используя стандартную процедуру [32, 33] (рассматривая правую часть уравнения (11) как неоднородность), запишем уравнение (11) в интегральной форме. С учетом граничного условия (5) получим следующее уравнение для яркости излучения под водой ($z > 0$):

$$I(z, \Omega) = \frac{\mu_0}{\tilde{\mu}_0} T_F(\mu_0) \delta(\Omega - \tilde{\Omega}_0) e^{-az/\tilde{\mu}_0} + R_F^w(\mu) I(z=+0, \Omega - 2\mathbf{n}(\Omega\mathbf{n})) e^{-az/\mu} \eta(\mu) + \\ + \frac{b}{|\mu|} \int_0^\infty dz' e^{-a(z-z')/\mu} \eta\left(\frac{z-z'}{\mu}\right) \iint d\Omega' p(\Omega', \Omega) [I(z', \Omega') - I(z', \Omega)], \quad (12)$$

где $\eta(x)$ — ступенчатая функция Хевисайда ($\eta = 1$ при $x > 0$ и $\eta = 0$ при $x < 0$). Решая уравнение (12) методом последовательных приближений, с учетом соотношения (3), получим следующее разложение для коэффициента отражения (2):

$$R(\Omega, \Omega_0) = n^{-2} T_F(\mu_0) T_F(|\mu|) [r^{(1)} + r^{(2)} + \dots], \quad (13)$$

$$r^{(1)} = \frac{b}{a} \frac{p(\tilde{\Omega}, \tilde{\Omega}_0)}{\tilde{\mu}_0 + |\tilde{\mu}|}, \quad (14)$$

$$r^{(2)} = \frac{(b/a)^2}{\tilde{\mu}_0 + |\tilde{\mu}|} \left[\iint d\Omega' \frac{\mu_* p(\tilde{\Omega}, \Omega') p(\Omega', \tilde{\Omega}_0)}{\mu_* + |\mu'|} - p(\tilde{\Omega}, \tilde{\Omega}_0) \right] + \left(\frac{b}{a} \right)^2 \iint_{\mu' > 0} d\Omega' \frac{\mu' R_F^w(\mu') p(\tilde{\Omega}, \Omega') p(\Omega' - 2\mathbf{n}(\Omega'\mathbf{n}), \tilde{\Omega}_0)}{(\tilde{\mu}_0 + \mu')(\mu' + |\tilde{\mu}|)}, \quad (15)$$

где $\mu_* = |\tilde{\mu}| \eta(\mu') + \tilde{\mu}_0 \eta(-\mu')$. Формулы (13)–(15) представляют собой первые два члена разложения $R(\Omega, \Omega_0)$ по обратным степеням показателя поглощения. Выражения (14) и (15) определяют вклады излучения, испытавшего квазиоднократное и квазидвукратное рассеяние, соответственно. Первый член разложения $R^{(1)}$ совпадает с хорошо известной формулой Гордона [15], если в знаменателе последней заменить сумму $a + b_b$ на a .

Предложенный метод решения уравнения переноса является модификацией стандартного разложения в ряд по кратности рассеяния [33]. Представление яркости излучения в виде ряда по кратности рассеяния представляет собой разложение по степеням интегрального члена в уравнении (4). В этом случае интегральное уравнение для яркости записывается в виде:

$$I(z, \Omega) = \frac{\mu_0}{\tilde{\mu}_0} T_F(\mu_0) \delta(\Omega - \tilde{\Omega}_0) e^{-(a+b)z/\tilde{\mu}_0} + R_F^w(\mu) I(z=0, \Omega - 2\mathbf{n}(\Omega\mathbf{n})) e^{-(a+b)z/\mu} \eta(\mu) + \\ + \frac{b}{|\mu|} \int_0^\infty dz' e^{-(a+b)(z-z')/\mu} \eta\left(\frac{z-z'}{\mu}\right) \iint d\Omega' p(\Omega'\Omega) I(z', \Omega'). \quad (16)$$

Решение уравнение (16) методом последовательных приближений дает разложение яркости в ряд по степеням вероятности выживания кванта ω_0 , $\omega_0 = b/(a+b)$, что соответствует разложению в ряд по кратности рассеяния. Вклад излучения, испытавшего истинное n -кратное рассеяние, в коэффициент отражения имеет вид [33]:

$$R^{\text{true}(n)} = \omega_0^n F_n[p(\Omega'\Omega)] \quad (17)$$

где F_n — интеграл, содержащий свертку n индикатрис рассеяния. Нетрудно видеть, что уравнение (12) отличается от уравнения (16) (также как и уравнение (11) отличается от уравнения переноса (4), записанного в традиционной форме) заменой показателя экстинкции на показатель поглощения, а индикатрисы рассеяния на разность индикатрисы и δ -функции:

$$a+b \rightarrow a, \quad p(\Omega'\Omega) \rightarrow p(\Omega'\Omega) - \delta(\Omega' - \Omega). \quad (18)$$

Следовательно, выражение для вклада излучения, испытавшего квази- n -кратное рассеяние будет отличаться от (17) лишь заменой (18):

$$R^{(n)} = (b/a)^n F_n[p(\Omega'\Omega) - \delta(\Omega' - \Omega)]. \quad (19)$$

Таким образом, зная явный вид функционала F_n , по формуле (19) можно рассчитать любой член разложения по кратности рассеяния на большой угол. Явный вид первых двух членов определяется выражениями (13)–(15).

Отметим, что изложенный выше метод в приближении малых углов был использован для расчета распределения излучения в узком пучке, распространяющемся в морской воде [26, 27]. Аналогичная идея о разложении по кратности рассеяния на большой угол лежит в основе представления аэрозольного вклада в яркость атмосферы в виде ряда по степеням оптической толщины аэрозоля [34].

4. Результаты численных расчетов

Для верификации аналитических выражений (13)–(15) было проведено численное интегрирование уравнения переноса (4) с помощью кода DISORT, модифицированного с учетом френелевского отражения от поверхности воды [28] (относительно модификаций метода дискретных ординат в случае резко анизотропного рассеяния см. [35]). Рассеяние света морской водой моделировалось двухчленной индикатрисой Хеньи-Гринштейна (9). Были рассчитаны зависимости коэффициента отражения от угла падения θ_0 при наблюдении в надира, а также зависимость от зенитного угла наблюдения θ_v ($\cos\theta_v = |\mu|$) при различных углах падения. Ниже приведено сравнение формул (13)–(15) с результатами численных расчетов.

4.1. Индикатриса Хеньи-Гринштейна

На рис. 1 ($a-d$) показаны результаты численного расчета коэффициента отражения (2) для индикатрисы Хеньи-Гринштейна. Расчёты были проведены для двух значений среднего косинуса угла однократного рассеяния, $g = 0,9$ и $g = 0,95$, и двух значений вероятности выживания кванта $\omega_0 = 0,7$ и $\omega_0 = 0,8$. На рисунках также показаны отдельно вклад квазиоднократного рассеяния $R^{(1)}$ и сумма вкладов квазиоднократного и квазидвукратного рассеяния $R^{(1)} + R^{(2)}$, рассчитанные по формулам (13)–(15).

Результаты расчета $R^{(1)} + R^{(2)}$ очень хорошо согласуются с численными данными. Точность аналитического выражения тем выше, чем анизотропнее рассеяние и сильнее поглощение, т. е. чем меньше отношение b_{tr}/a транспортного показателя рассеяния к показателю поглощения. Относительная погрешность выражения для $R^{(1)} + R^{(2)}$ возрастает с уменьшением угла рассеяния (т. е. угла между направлениями $\tilde{\Omega}$ и $\tilde{\Omega}_0$).

Тем не менее, в самом неблагоприятном случае, $g = 0,9$ и $\omega_0 = 0,8$ ($b_{tr}/a = 0,4$), относительная погрешность составляет менее 10 % для углов $\widehat{\Omega_0\Omega} > 120^\circ$ и достигает около 20 % для $\widehat{\Omega_0\Omega} \approx 90^\circ$. При $g = 0,95$ или $\omega_0 = 0,7$ относительная погрешность выражения для $R^{(1)} + R^{(2)}$ не превышает 10 % во всем рассматриваемом диапазоне углов.

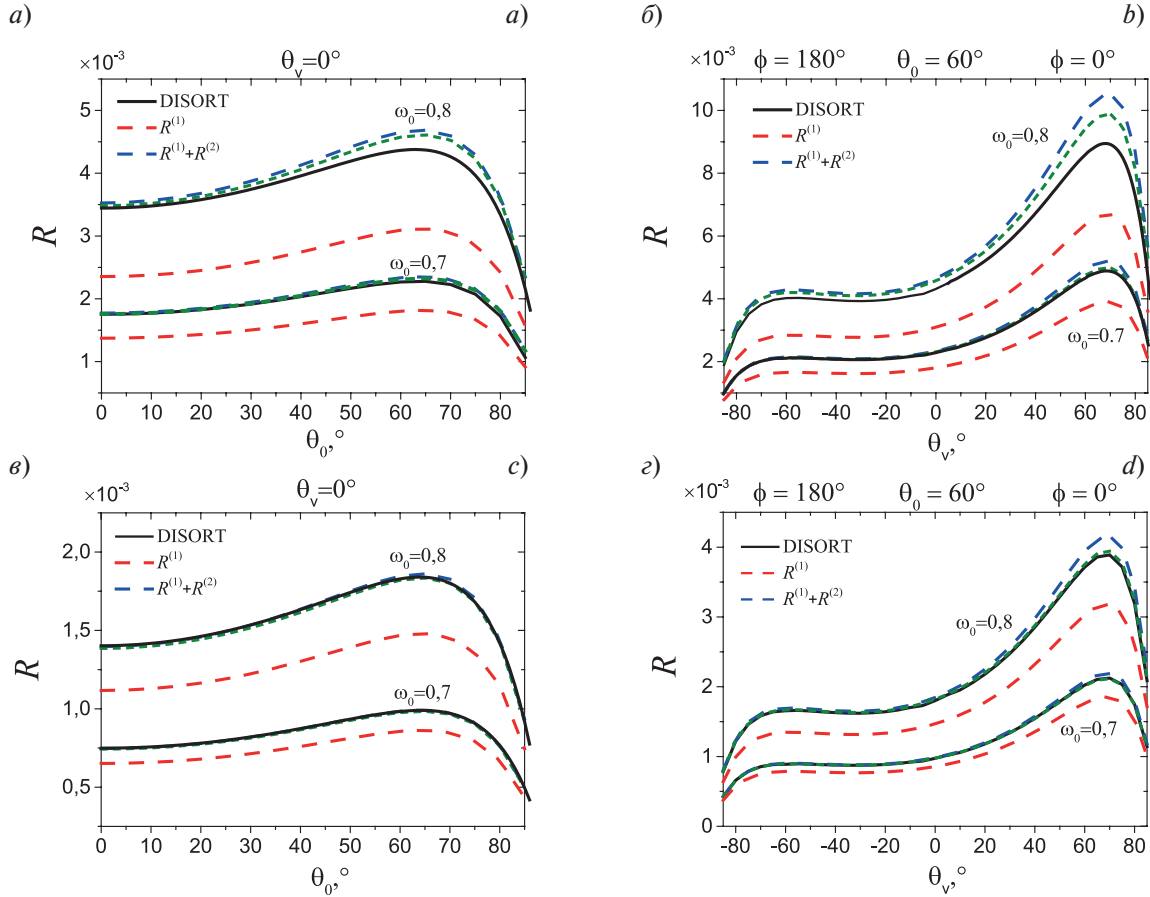


Рис. 1. Дифференциальный коэффициент отражения от среды с индикатрисой рассеяния Хеньи-Гринштейна по данным численного интегрирования уравнения переноса излучения (сплошные кривые), расчета по формулам (13)–(15) (штриховые линии) и по формуле (20) (пунктир). (а, в) Зависимость коэффициента отражения от угла падения при наблюдении в нади́р. (б, г) Зависимость коэффициента отражения от зенитного угла наблюдения в плоскости падения, угол падения 60° . Средний косинус угла однократного рассеяния (а, б) $g = 0,9$, (в, г) $g = 0,95$

Fig. 1. Bidirectional reflectance for a medium with the Henyey-Greenstein scattering phase function, based on numerical integration of the radiative transfer equation (solid curves), calculation using formulas (13)–(15) (dashed lines), and using formula (20) (dotted lines). (a, c) Dependence of the reflectance on the incidence angle for nadir observation. (b, d) Dependence of the reflectance on the observation zenith angle in the plane of incidence, incidence angle 60° . Mean cosine of the single-scattering angle (a, b) $g = 0,9$, (c, d) $g = 0,95$

Как видно из графиков, относительный вклад квазидвукратного рассеяния возрастает с увеличением отношения b_{tr}/a (т. е. с уменьшением g или увеличением ω_0). Для значений $g = 0,9$ и $\omega_0 = 0,8$ вклад квазиоднократного рассеяния в яркость отраженного излучения составляет около 70 % (см. рис. 1(а, б)). Отметим, что для индикатрисы Хеньи-Гринштейна приближение квазиоднократного рассеяния всегда даёт заниженное значение R , и вклад квазидвукратного рассеяния $R^{(2)}$ оказывается положительным.

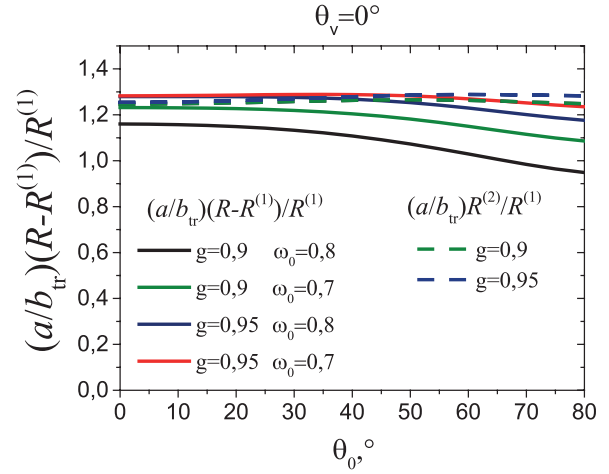
Для индикатрисы Хеньи-Гринштейна была обнаружена интересная особенность: отношение вкладов квазидвукратного и квазиоднократного рассеяния $R^{(2)}/R^{(1)}$ очень слабо зависит от углов падения и наблюдения и пропорционально отношению транспортного показателя рассеяния к показателю поглощения, $R^{(2)}/R^{(1)} = k b_{tr}/a$ (см. рис. 2). Таким образом, угловая зависимость $R(\Omega, \Omega_0)$ близка к угловой зависимости вклада квазиоднократного рассеяния $R^{(1)}(\Omega, \Omega_0)$, и коэффициент отражения можно аппроксимировать следующим простым выражением:

$$R^{HG}(\Omega, \Omega_0) \approx n^{-2} T_F(\mu_0) T_F(|\mu|) \frac{b}{a} \left(1 + k \frac{b_{tr}}{a} \right) \frac{p_{HG}(\tilde{\Omega}, \tilde{\Omega}_0)}{\tilde{\mu}_0 + |\tilde{\mu}|}, \quad (20)$$

где значение коэффициента пропорциональности близко к 1,2. Точность формулы (20) проиллюстрирована на рис. 1.

Рис. 2. Отношение вкладов квазидвукратного и квазиоднократного рассеяния в коэффициент отражения для индикатрисы Хеньи-Гринштейна (*штриховые кривые*). Сплошными кривыми показана относительная разность между численным значением R и вкладом квазиоднократного рассеяния $R^{(1)}$ в единицах отношения b_{tr}/a .

Fig. 2. Ratio of the contributions of quasi-double and quasi-single scattering to the reflectance for the Henyey-Greenstein phase function (*dashed curves*). The solid curves show the relative difference between the numerical value R and the quasi-single-scattering contribution $R^{(1)}$, in units of the ratio b_{tr}/a .



4.2. Моделирование отражения от морской воды

В отличие от индикатрисы Хеньи-Гринштейна, монотонно убывающей с углом рассеяния, «морские» индикатрисы могут иметь плато или даже возрастать вблизи направления «назад», что обусловлено рассеянием на мелких частицах, взвешенных в морской воде, а также рэлеевским рассеянием в чистой воде. В этом разделе мы исследуем, как увеличение вероятности обратного рассеяния повлияет на величину вкладов квазиоднократного и квазидвукратного рассеяния. Рассеяние света в морской воде удобно моделировать с помощью индикатрисы (9), представляющей собой суперпозицию двух функций Хеньи-Гринштейна [29–31].

На рис. 3 представлены результаты численного расчета коэффициента отражения, а также результаты расчета по формулам (13)–(15), для индикатрисы (9) с параметрами $g_1 = 0,94$, $g_2 = -0,25$ и множителем x , изменяющимся в пределах от 0 до 0,1. Значения g_1 и g_2 выбраны таким образом, чтобы индикатриса (9) (при $x = 0,04$) воспроизводила одну из фазовых функций Мореля для воды первого типа (см. рис. 3, а). Как видно из рисунка, увеличение вероятности обратного рассеяния приводит к значительному увеличению вклада квазиоднократного рассеяния. При значениях $b_b/b > 0,02$ величина $R^{(1)}$ начинает превышать (в направлении точно «назад») результат численного расчета (см. рис. 3, б). В этом случае вклад квазиоднократного рассеяния завышает истинное значение R , и вклад квазидвукратного рассеяния $R^{(2)}$ становится отрицательным. При дальнейшем увеличении отношения b_b/b вклад $R^{(2)}$ становится отрицательным для всех углов (см. рис. 3, г). Учет вклада квазидвукратного рассеяния, как и ранее, значительно повышает точность аналитической формулы для коэффициента отражения. Для значений $\omega_0 = 0,7$ и $b_b/b < 0,05$, относительная погрешность аналитической формулы составляет менее 5 % для всех углов падения. Максимальная погрешность (около 7 %) достигается в обратном направлении при отношении $b_b/b = 0,08$ (весовой множитель $x = 0,1$).

Как показывает наш анализ, с увеличением отношения b_b/b , для заданного направления наблюдения/освещения, вклад квазидвукратного рассеяния $R^{(2)}$ монотонно уменьшается, переходит через ноль и затем уменьшается, оставаясь отрицательным (абсолютное значение $|R^{(2)}|$ увеличивается). При определенном значении b_b/b вклад квазидвукратного рассеяния обращается в ноль, и отличие $R^{(1)}$ от R определяется вкладом более высоких порядков рассеяния на большой угол. В этом случае, однако, вклад квазиоднократного рассеяния $R^{(1)}$ настолько хорошо аппроксимирует истинное значение R (см. кривые для $x = 0,01$ и $0,02$ на рис. 3, б, в), что нет необходимости учитывать третий член разложения $R^{(3)}$. Таким образом, уравнения (13)–(15) обеспечивают хорошее приближение для коэффициента отражения $R(\Omega, \Omega_0)$ для всех реалистичных значений отношения b_b/b .

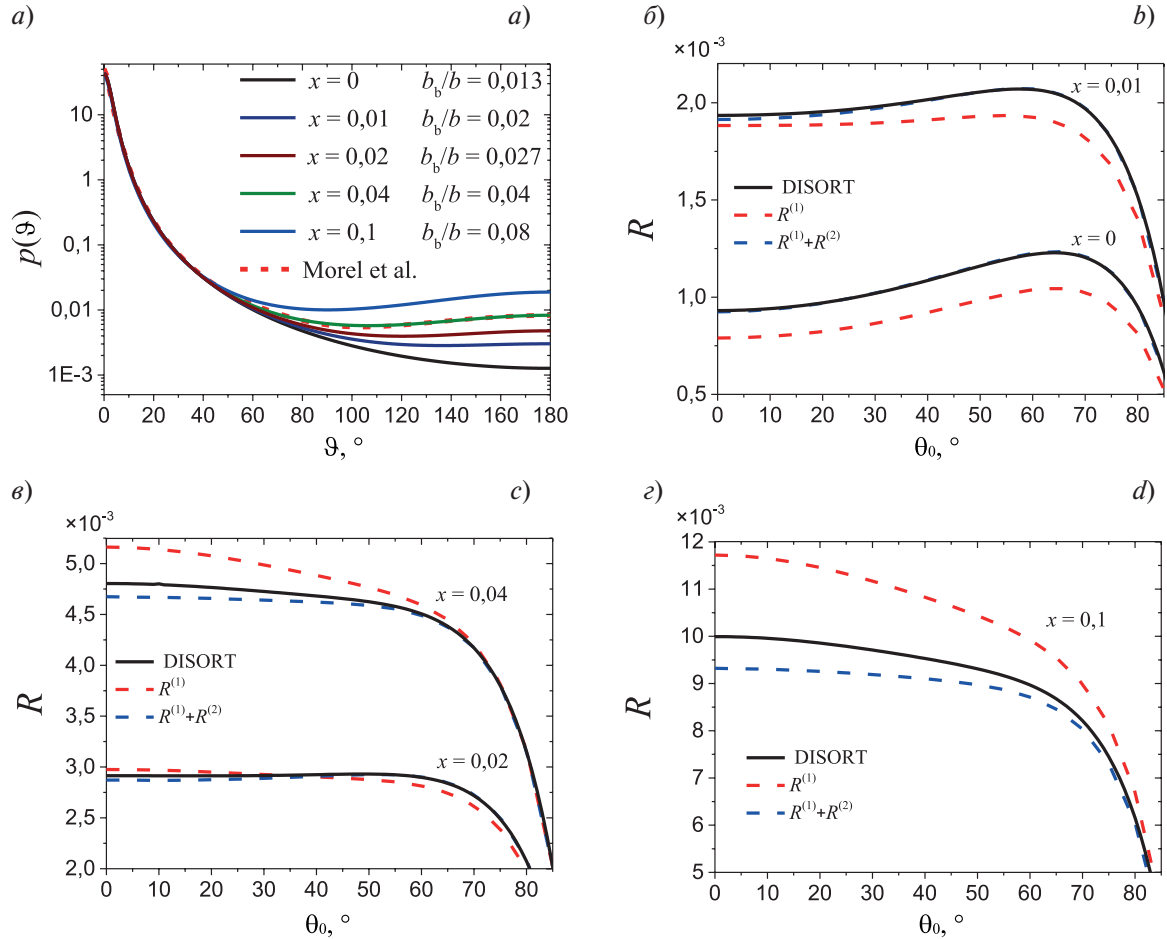


Рис. 3. Дифференциальный коэффициент отражения от среды с двухчленной индикатрисой рассеяния (9): *a* — двухчленная индикатриса рассеяния (9) с параметрами $g_1 = 0,94$, $g_2 = -0,25$. Штриховой линией показана индикатриса Мореля [9] для длины волны 500 нм и концентрации хлорофилла $0,05 \text{ мг м}^{-3}$; *b–d* — коэффициент отражения от среды с индикатрисой рассеяния (9) по данным численного интегрирования уравнения переноса излучения (сплошные кривые) и расчета по формулам (13)–(15) (штриховые линии). Вероятность выживания кванта $\omega_0 = 0,7$, наблюдение в нади́р

Fig. 3. Bidirectional reflectance for a medium with the two-term scattering phase function (9): *a* — Two-term scattering phase function (9) with parameters $g_1 = 0.94$, $g_2 = -0.25$. The dashed line shows Morel's phase function [9] for a wavelength of 500 nm and a chlorophyll concentration of 0.05 mg m^{-3} . *b–d* — bidirectional reflectance for a medium with the scattering phase function (9), based on numerical integration of the radiative transfer equation (solid curves) and calculation using formulas (13)–(15) (dashed lines). Single-scattering albedo $\omega_0 = 0.7$, nadir observation.

5. Обсуждение

Для решения обратной задачи важнейшим является вопрос о том, насколько чувствителен коэффициент отражения к форме индикатрисы рассеяния морской воды, и насколько точно можно его определить с помощью единственного параметра — показателя обратного рассеяния b_b [1], представляющего интегральную характеристику индикатрисы рассеяния. Относительно этого вопроса существует две позиции, а именно, что форма индикатрисы имеет решающее влияние на коэффициент отражения (погрешность может достигать 200 % [30]) и вторая, что при определенных углах освещения/наблюдения влияние индикатрисы на значение коэффициента отражения может быть не столь значительным [15, 36]. Полученные в нашей работе результаты дают ответ на этот вопрос.

Как следует из нашего анализа, главный вклад в коэффициент отражения дает первый член разложения $R^{(1)}$ по степеням b_b/a (см. формулу (14)). Для значений оптических параметров, типичных для морской воды, относительная погрешность $R^{(1)}$ составляет порядка 20–25 % или меньше. Поскольку $R^{(1)}$ прямо пропорционален индикатрисе рассеяния $p(\hat{\Omega}, \hat{\Omega}_0)$, именно индикатриса является главным фактором, опреде-

ляющим коэффициент отражения для заданных углов освещения/наблюдения. Проиллюстрируем это следующим расчетом. Следуя идее работы [30], мы сравнили коэффициенты отражения для трех различных индикатрис рассеяния (9), имеющих одинаковое отношение b_b/b . Расчеты были проведены для двухчленной индикатрисы Хеньи-Гринстейна (9) с параметрами (g_1, g_2) равными $g_1 = 0,9, g_2 = 0$; $g_1 = 0,95, g_2 = 0$ и $g_1 = 0,95, g_2 = -0,25$. Весовой множитель подбирался так, чтобы у всех индикатрис отношение b_b/b равнялось $\approx 0,023$. Результаты расчетов показаны на рис. 4, а. Как следует из графиков, различие в значениях коэффициента отражения оказывается весьма существенным (максимальное различие составляет примерно 45 %). В то же время, если подобрать у этих индикатрис весовой множитель так, чтобы совпадали значения самих индикатрис в заданном направлении, то различие в коэффициентах отражения становится существенно меньше. На рис. 4, б показаны результаты расчеты для двухчленной индикатрисы Хеньи-Гринстейна (9) с теми же тремя наборами средних косинусов (g_1, g_2) , но с одинаковым значением индикатрисы в направлении точно назад, $p_b = p(180^\circ) = 0,005$. Как видно из рисунка, максимальное различие коэффициентов отражения в направлении точно назад уменьшилось почти в три раза (с 45 % до 17 % между нижней и верхней кривыми при $\theta_0 = 0^\circ$; при этом заметно возросло различие для других направлений освещения).

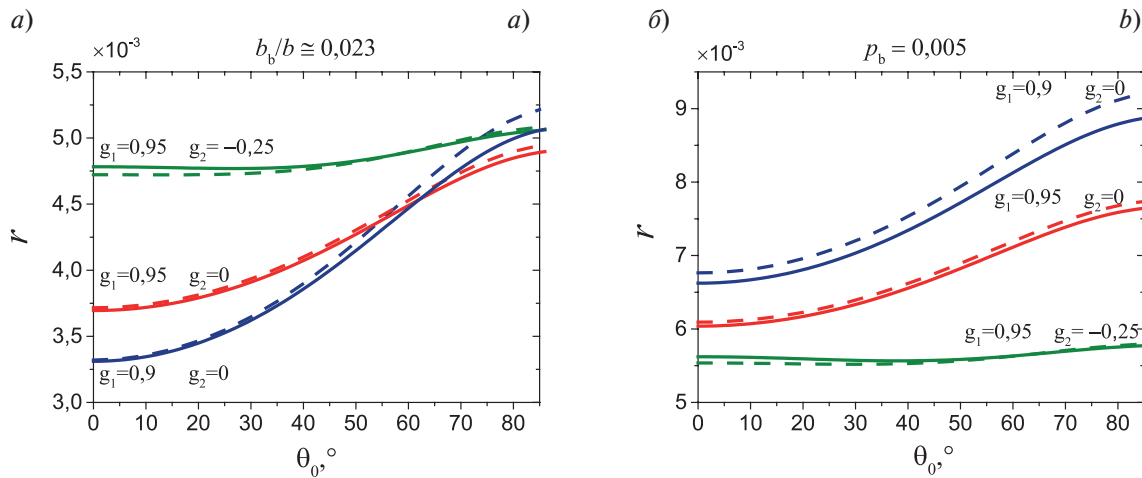


Рис. 4. Коэффициент отражения r для трех различных индикатрис (9), имеющих (а) одинаковое отношение b_b/b ; (б) одно и то же значение $p(180^\circ)$. Вероятность выживания кванта $\omega_0 = 0,7$, наблюдение в надир. Результаты численного интегрирования уравнения переноса показаны сплошными линиями, результаты расчета $r^{(1)} + r^{(2)}$ по формулам (14), (15) — штриховыми

Fig. 4. Reflection coefficient r for three different scattering phase functions (9) having (a) the same ratio b_b/b ; (b) the same value of $p(180^\circ)$. Single-scattering albedo $\omega_0 = 0.7$, nadir observation. Results of numerical integration of the radiative transfer equation are shown by solid lines, results of calculation of $r^{(1)} + r^{(2)}$ using formulas (14), (15) — by dashed lines

Таким образом, главным фактором, определяющим коэффициент отражения, является значение индикатрисы рассеяния на угол $\hat{\Omega}\hat{\Omega}_0$, соответствующий направлениям освещения и наблюдения. Более точное определение коэффициента R требует учета следующего члена разложения (15), для расчета которого необходимо знание индикатрисы рассеяния во всем диапазоне углов. Сумма вкладов квазиоднократного и квазидвукратного рассеяний, как и прежде, обеспечивает высокую точность расчета коэффициента отражения (см. штриховые кривые на рис. 4, а и б).

6. Заключение

В настоящей работе развит метод последовательных приближений для решения уравнения переноса в сильнопоглощающей среде типа морской воды, основанный на разложении яркости в ряд по кратности рассеяния на «большой» (по сравнению с углом однократного рассеяния) угол. Метод позволяет представить яркость выходящего из воды излучения в виде быстро сходящегося ряда по обратным степеням показателя поглощения, и тем самым рассчитать коэффициент отражения аналитически, с контролируемой точностью. Для первых двух членов ряда получены явные выражения, уточняющие известный результат квазиоднократного приближения. Для верификации полученных аналитических формул было проведено численное интегрирование уравнения переноса с помощью кода DISORT для индикатрисы, моделирую-

щей рассеяние света в морской воде. Сравнение с результатами численного расчета показало, что полученное аналитическое выражение хорошо описывает дифференциальный коэффициент отражения в широком диапазоне углов падения и наблюдения, что может быть полезно при решении обратной задачи — восстановлении оптических параметров морской воды из данных натурных измерений.

Финансирование

В.В. Маринюк, М.А. Павлова и С.В. Шеберстов выражают благодарность за финансовую поддержку со стороны ИО РАН (теоретическое исследование выполнено в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0015); численные расчеты проведены при поддержке гранта Российского научного фонда № 25-77-10065).

Funding

V.V. Marinyuk, M.A. Pavlova, and S.V. Sheberstov acknowledge financial support from IO RAS (the theoretical study has been carried out as part of the state assignment of SIO RAS, theme № FMWE-2024-0015, and the numerical computations have been performed with the support of the Russian Science Foundation, grant № 25-77-10065).

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

Литература

1. Mobley C.D. Light and water: radiative transfer in natural waters. San Diego, Calif: Academic; 1994. 592 p.
2. Werdell P.J., McKinnis L.I.W., Boss E., et al. An overview of approaches and challenges for retrieving marine inherent optical properties from ocean color remote sensing // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 160. P. 186–212. EDN YEYMUX. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001>
3. Groom S., Sathyendranath S., Ban Y., et al. Satellite Ocean Colour: Current Status and Future Perspective // Frontiers in Marine Science. 2019; Vol. 6. P. 485. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00485>
4. Morel A., Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. II Bidirectional aspects // Applied Optics. 1993. Vol. 32. P. 6864–6879. <https://doi.org/10.1364/AO.32.006864>
5. Morel A., Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem // Applied Optics. 1996. Vol. 35. P. 4850–4862. <https://doi.org/10.1364/AO.35.004850>
6. Garver S.A., Siegel D.A. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102(C8). P. 18607–18625. <https://doi.org/10.1029/96JC03243>
7. O'Reilly J.E., Maritorena S., Mitchell B.G. et al. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 103. P. 24937–24953. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>
8. Maritorena S., Siegel D.A., Peterson A. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications // Applied Optics. 2002. Vol. 41. P. 2705–2714. EDN LVCWIP. <https://doi.org/10.1364/AO.41.002705>
9. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // Applied Optics. 2002. Vol. 41. P. 6289–6306. <https://doi.org/10.1364/AO.41.006289>
10. Lee Z.P., Carder K.L., Arnone R.A. Deriving inherent optical properties from water color: a multi-band quasi-analytical algorithm for optically deep waters // Applied Optics. 2002. Vol. 41. P. 5755–5772. EDN LVCWJJ. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>
11. Werdell P.J., Franz B.A., Sean W. et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. Vol. 52. P. 2019–2037. <https://doi.org/10.1364/AO.52.002019>
12. Lewis K.M., Arrigo K.R. Ocean color algorithms for estimating chlorophyll a, CDOM absorption, and particle backscattering in the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. Vol. 125. e2019JC015706. EDN OHWXJM. <https://doi.org/10.1029/2019JC015706>
13. Najah A., Al-Shehhi M.R. Performance of the Ocean Color Algorithms: QAA, GSM, and GIOP in Inland and Coastal Waters // Remote Sensing in Earth Systems Sciences. 2021. Vol. 4. P. 235–248. EDN MQHQVO. <https://doi.org/10.1007/s41976-022-00068-3>

14. Moore T.S., Kolluru S., Tonizzo A., Twardowski M.S. Bio-optical inversion scheme based on the radiative transfer equation // *Optics Express*. 2024. Vol. 32. P. 41270–41296. <https://doi.org/10.1364/OE.508090>
15. Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H. et al. A semianalytic radiance model of ocean color // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1988. Vol. 93. P. 10909–10924. <https://doi.org/10.1029/JD093iD09p10909>
16. Gordon H.R. Ocean color remote sensing: Influence of the particle phase function and the solar zenith angle // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 1986. Vol. 67, No. 14 P. 1055.
17. Gordon H.R. Simple calculation of the diffuse reflectance of the ocean // *Applied Optics*. 1973. Vol. 12. P. 2803–2804. <https://doi.org/10.1364/AO.12.002803>
18. Голубицкий Б.М., Левин И.М., Танташев М.В. Коэффициент яркости полубесконечного слоя морской воды // *Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана*. 1974. Т. 10. С. 1235–1238.
19. Зеге Э.П. Коэффициент яркости света, отраженного полубесконечной средой // *Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана*. 1983. Т. 19. С. 927–936.
20. Зеге Э.П., Иванов А.П., Кацев И.Л. Перенос изображения в рассеивающей среде. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
21. Zaneveld J.R.V. A theoretical derivation of the dependence of the remotely sensed reflectance of the ocean on the inherent optical properties // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. Vol. 100. P. 13135–13142. <https://doi.org/10.1029/95JC00453>
22. Jerome J.H., Bukata R.P., Miller J.R. Remotesensing reflectance and its relationship to optical properties of natural waters // *International Journal of Remote Sensing*. 1996. Vol. 17. P. 3135–3155. <https://doi.org/10.1080/01431169608949135>
23. Albert A., Mobley C.D. An analytical model for subsurface irradiance and remote sensing reflectance in deep and shallow case-2 waters // *Optics Express*. 2003. Vol. 11. P. 2873–2890. EDN MEKHSX. <https://doi.org/10.1364/OE.11.002873>
24. Park Y.-J., Ruddick K. Model of remote-sensing reflectance including bidirectional effects for case 1 and case 2 waters // *Applied Optics*. 2005. Vol. 44. P. 1236–1249. <https://doi.org/10.1364/AO.44.001236>
25. Twardowski M., Tonizzo A. Ocean Color Analytical Model Explicitly Dependent on the Volume Scattering Function // *Applied Sciences*. 2018. Vol. 8(12). P. 2684. <https://doi.org/10.3390/app8122684>
26. Маринюк В.В., Rogozkin Д.Б., Шеберстов С.В. Распространение пучка света в поглощающей среде с крупномасштабными неоднородностями // *Оптика и спектроскопия*. 2014. Т. 117. С. 106–114. EDN SGVVHL. <https://doi.org/10.7868/S0030403414070150>
27. Marinyuk V.V., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Optical beam spread in seawater // *Optics Communications*. 2025. Vol. 574. 131098. EDN SORGZD. <https://doi.org/10.1016/j.optcom.2024.131098>
28. Jin Z., Stamnes K. Radiative transfer in nonuniformly refracting layered media: atmosphere-ocean system // *Applied Optics*. 1994. Vol. 33. P. 431–442. <https://doi.org/10.1364/AO.33.000431>
29. Kattawar G.W. A three-parameter analytic phase function for multiple scattering calculations // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 1975. Vol. 15. P. 839–849. [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(75\)90095-3](https://doi.org/10.1016/0022-4073(75)90095-3)
30. Plass G.N., Kattawar G.W., Humphreys T.J. Influence of the oceanic scattering phase function on the radiance // *Journal of Geophysical Research*. 1985. Vol. 90(C2). P. 3347–3351. <https://doi.org/10.1029/JC090iC02p03347>
31. Haltrin V.I. One-parameter two-term Henyey-Greenstein phase function for light scattering in seawater // *Applied Optics*. 2002. Vol. 41. P. 1022–1028. EDN LWXKXZ. <https://doi.org/10.1364/AO.41.001022>
32. Case K.M., Zweifel P.F. Linear Transport Theory. Addison-Wesley, 1967. 342 p.
33. Ishimaru A. Wave Propagation and Scattering in Random Media. IEEE/OUP series on electromagnetic wave theory. New York: Academic Press, 1978. 267 p. EDN YFXUWL. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374701-3.X5001-7>
34. Marinyuk V.V., Pavlova M.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Characterization of the aerosol contribution to the top-of-atmosphere radiance for satellite ocean color retrievals // *Applied Optics*. 2024. Vol. 63. P. 7212–7224. EDN HTBUJP. <https://doi.org/10.1364/AO.528718>
35. Budak V.P., Klyuykov D.A., Korkin S.V. Convergence acceleration of radiative transfer equation solution at strongly anisotropic scattering. In: Kokhanovsky, A. (eds) *Light Scattering Reviews 5*. Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg. 2010. P. 147–203. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10336-0_5
36. Mobley C.D., Sundman L.K., Boss E. Phase function effects on oceanic light fields // *Applied Optics*. 2002. Vol. 41. P. 1035–1050. <https://doi.org/10.1364/AO.41.001035>

References

1. Mobley C.D. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego, Calif: Academic; 1994. 592 p.
2. Werdell P.J., McKinnis L.W., Boss E., et al. An overview of approaches and challenges for retrieving marine inherent optical properties from ocean color remote sensing. *Progress in Oceanography*. 2018;160:186–212. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001>

3. Groom S, Sathyendranath S, Ban Y, et al. Satellite ocean colour: current status and future perspective. *Frontiers in Marine Science*. 2019;6:485. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00485>
4. Morel A, Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects. *Applied Optics*. 1993;32:6864–6879. <https://doi.org/10.1364/AO.32.006864>
5. Morel A, Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics*. 1996;35:4850–4862.
6. Garver SA, Siegel DA. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research*. 1997;102(C8):18607–18625. <https://doi.org/10.1029/96JC03243>
7. O'Reilly JE, Maritorena S, Mitchell BG, et al. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*. 1998;103:24937–24953. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>
8. Maritorena S, Siegel DA, Peterson A. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*. 2002;41:2705–2714. <https://doi.org/10.1364/AO.41.002705>
9. Morel A, Antoine D, Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*. 2002;41:6289–6306. <https://doi.org/10.1364/AO.41.006289>
10. Lee ZP, Carder KL, Arnone RA. Deriving inherent optical properties from water color: a multi-band quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics*. 2002;41:5755–5772. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>
11. Werdell PJ, Franz BA, Sean W, et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. *Applied Optics*. 2013;52:2019–2037. <https://doi.org/10.1364/AO.52.002019>
12. Lewis KM, Arrigo KR. Ocean color algorithms for estimating chlorophyll a, CDOM absorption, and particle backscattering in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020;125: e2019JC015706. <https://doi.org/10.1029/2019JC015706>
13. Najah A, Al-Shehhi MR. Performance of the ocean color algorithms: QAA, GSM, and GIOP in inland and coastal waters. *Remote Sensing in Earth Systems Sciences*. 2021;4:235–248. <https://doi.org/10.1007/s41976-022-00068-3>
14. Moore TS, Kolluru S, Tonizzo A, Twardowski MS. Bio-optical inversion scheme based on the radiative transfer equation. *Optics Express*. 2024;32:41270–41296. <https://doi.org/10.1364/OE.508090>
15. Gordon HR, Brown OB, Evans RH, et al. A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1988;93:10909–10924. <https://doi.org/10.1029/JD093iD09p10909>
16. Gordon HR. Ocean color remote sensing: influence of the particle phase function and the solar zenith angle. *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 1986;67(14):1055.
17. Gordon HR. Simple calculation of the diffuse reflectance of the ocean. *Applied Optics*. 1973;12:2803–2804. <https://doi.org/10.1364/AO.12.002803>
18. Golubitsky BM, Levin IM, Tantashev MV. Luminosity coefficient of a semi-infinite layer of seawater. *Izvestiya: Atmospheric and Oceanic Physics*. 1974;10:1235–1238. (In Russ.)
19. Zege EP. Luminosity coefficient of light reflected by a semi-infinite medium. *Izvestiya: Atmospheric and Oceanic Physics*. 1983;19:927–936. (In Russ.).
20. Zege EP, Ivanov AP, Katsev IL. *Image Transfer Through a Scattering Medium*. Berlin: Springer-Verlag; 1991. 349 p.
21. Zaneveld JR.V. A theoretical derivation of the dependence of the remotely sensed reflectance of the ocean on the inherent optical properties. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995;100:13135–13142. <https://doi.org/10.1029/95JC00453>
22. Jerome JH, Bukata RP, Miller JR. Remote sensing reflectance and its relationship to optical properties of natural waters. *International Journal of Remote Sensing*. 1996;17:3135–3155. <https://doi.org/10.1080/01431169608949135>
23. Albert A, Mobley CD. An analytical model for subsurface irradiance and remote sensing reflectance in deep and shallow case-2 waters. *Optics Express*. 2003;11:2873–2890. <https://doi.org/10.1364/OE.11.002873>
24. Park Y-J, Ruddick K. Model of remote-sensing reflectance including bidirectional effects for case 1 and case 2 waters. *Applied Optics*. 2005;44:1236–1249. <https://doi.org/10.1364/AO.44.001236>
25. Twardowski M, Tonizzo A. Ocean color analytical model explicitly dependent on the volume scattering function. *Applied Sciences*. 2018;8(12):2684. <https://doi.org/10.3390/app8122684>
26. Marinyuk VV, Rogozkin DB, Sheberstov SV. Propagation of a light beam in an absorbing medium with large-scale inhomogeneities. *Optics and Spectroscopy*. 2014;117:102–110. <https://doi.org/10.1134/S0030400X14070157>
27. Marinyuk VV, Rogozkin DB, Sheberstov SV. Optical beam spread in seawater. *Optics Communications*. 2025;574:131098. <https://doi.org/10.1016/j.optcom.2024.131098>
28. Jin Z, Stamnes K. Radiative transfer in nonuniformly refracting layered media: atmosphere–ocean system. *Applied Optics*. 1994;33:431–442. <https://doi.org/10.1364/AO.33.000431>
29. Kattawar GW. A three-parameter analytic phase function for multiple scattering calculations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 1975;15:839–849. [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(75\)90095-3](https://doi.org/10.1016/0022-4073(75)90095-3)

30. Plass GN, Kattawar GW, Humphreys TJ. Influence of the oceanic scattering phase function on the radiance. *Journal of Geophysical Research*. 1985;90(C2):3347–3351. <https://doi.org/10.1029/JC090iC02p03347>
31. Haltrin VI. One-parameter two-term Henyey–Greenstein phase function for light scattering in seawater. *Applied Optics*. 2002;41:1022–1028. <https://doi.org/10.1364/AO.41.001022>
32. Case KM, Zweifel PF. *Linear Transport Theory*. Addison-Wesley; 1967. 342 p.
33. Ishimaru A. *Wave Propagation and Scattering in Random Media*. New York: Academic Press; 1978. 267 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374701-3.X5001-7>
34. Marinyuk VV, Pavlova MA, Rogozkin DB, Sheberstov SV. Characterization of the aerosol contribution to the top-of-atmosphere radiance for satellite ocean color retrievals. *Applied Optics*. 2024;63:7212–7224. <https://doi.org/10.1364/AO.528718>
35. Budak VP, Klyuykov DA, Korkin SV. Convergence acceleration of radiative transfer equation solution at strongly anisotropic scattering. In: Kokhanovsky A, editor. *Light Scattering Reviews 5*. Berlin, Heidelberg: Springer; 2010. p. 147–203. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10336-0_5
36. Mobley CD, Sundman LK, Boss E. Phase function effects on oceanic light fields. *Applied Optics*. 2002;41:1035–1050. <https://doi.org/10.1364/AO.41.001035>

Об авторах

МАРИНЮК Виталий Владиславович, кандидат физико-математических наук, доцент МИФИ, старший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0003-0707-8604, e-mail: vmarinyuk@mail.ru

ПАВЛОВА Мария Александровна, младший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0009-0007-5117-0877, SPIN-код (РИНЦ): 6623-8493, e-mail: pavlova.ma@phystech.edu

РОГОЗКИН Дмитрий Борисович, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник ВНИИА, e-mail: dmrogozkin@gmail.com

ШЕБЕРСТОВ Сергей Валентинович, старший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-8489-2859, WoS ResearcherID: G-1566-2014, Scopus Author ID: 6602841753, SPIN-код (РИНЦ): 6493-8190, e-mail: sheberst@yandex.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-8)

EDN <https://elibrary.ru/rvoppl>

УДК 535.8, 551.466.8, 551.46.08

© В. И. Титов*, А. А. Антонов, В. В. Баханов, Д. Д. Разумов, 2026

Институт прикладной физики Российской академии наук, 603951, Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46

*e-mail: titov@ipfran.ru

Реконструкция профиля уклонов водной поверхности с помощью сканирующего гиперспектрометра: натурные эксперименты

Статья поступила в редакцию 09.02.2026, после доработки 18.06.2026, принята в печать 25.06.2026

Аннотация

Сканирующий гиперспектрометр — это прибор, который одновременно регистрирует излучение в сотнях узких спектральных каналов. При изучении поверхности воды он обычно применяется для определения концентраций примесей и обнаружения нефтяных пленок. В то же время для измерения характеристик морского волнения оптические методы, как правило, требуют контактной калибровки или работают только в зоне солнечного блика. В настоящей работе показано, что сканирующий гиперспектрометр может быть дополнительно использован для диагностики волнения при рассеянном освещении неба, причем спектральный канал прибора позволяет одновременно выявлять загрязнения поверхности, влияющие на волнение.

Обработка выполнена по данным натурных экспериментов в нескольких акваториях — на р. Ока и в Черном море. Уклоны поверхности восстанавливаются по относительным флуктуациям спектральной яркости, что обеспечивает получение их абсолютных значений без контактных измерений и компенсирует влияние спектральных провалов. Спектральный анализ позволил разделить ветровые волны и слики, а также оценить скорость течения. При анализе гистограмм уклонов на разных расстояниях от наблюдателя выявлен эффект затенения склонов волн. В работе предложены две модели восстановления уклонов, включая новую уточненную модель, учитывающую градиент яркости неба. Эта уточненная модель дает спектр волнения, согласующийся с данными контактного волнографа.

Методика перспективна для комплексного мониторинга акваторий, включая обнаружение пленок поверхностно-активных веществ.

Ключевые слова: сканирующий гиперспектрометр, пространственно-временные изображения водной поверхности, волны, уклоны волн, спектр волнения, натурные исследования

© V. I. Titov*, A. A. Antonov, V. V. Bakhanov, D. D. Razumov, 2026

Institute of Applied Physics RAS, 46, Ulyanova Str., Nizhny Novgorod, 603951, Russia

*titov@ipfran.ru

Reconstruction of the water surface slope profile using a scanning hyperspectrometer: field experiments

Received 09.02.2026, Revised 18.06.2026, Accepted 25.06.2026

Abstract

A scanning hyperspectrometer is an instrument that simultaneously records radiation in hundreds of narrow spectral channels. When studying the water surface, it is commonly used to determine impurity concentrations and detect oil films. At the same time, optical methods for measuring sea wave characteristics usually require contact calibration or operate only in the sun-glitter zone. This study demonstrates that a scanning hyperspectrometer can be additionally used for wave diagnostics under diffuse sky illumination, with its spectral channel enabling simultaneous detection of surface pollutants that affect wave dynamics.

Ссылка для цитирования: Титов В.И., Антонов А.А., Баханов В.В., Разумов Д.Д. Реконструкция профиля уклонов водной поверхности с помощью сканирующего гиперспектрометра: натурные эксперименты // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 90–101. EDN RVOPPL. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-8)
For citation: Titov V.I., Antonov A.A., Bakhanov V.V., Razumov D.D. Reconstruction of the water surface slope profile using a scanning hyperspectrometer: field experiments. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);90–101. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-8)

Processing was performed on field data from the Oka River and the Black Sea. Surface slopes are retrieved from relative fluctuations of spectral radiance, which provides absolute slope values without contact measurements and compensates for spectral absorption features. Spectral analysis allowed separation of wind waves and slicks, as well as estimation of current velocity. Analysis of slope histograms at different distances from the observer revealed the wave-slope shadowing effect. Two slope retrieval models are proposed, including a new refined model that accounts for sky brightness gradients. This refined model yields a wave spectrum consistent with contact wave-gauge data.

The technique is promising for integrated monitoring of water areas, including the detection of surfactant films.

Keywords: push-broom hyperspectrometer, spatio-temporal images of the water surface, surface waves, wave slopes, wave spectrum, field measurements

1. Введение

Гиперспектральная съемка широко используется в задачах дистанционного зондирования океана и прибрежных акваторий — от оценки концентрации оптически активных компонентов воды до картирования донных структур и обнаружения загрязнений; примером специализированной аппаратуры такого рода служит космический гиперспектрометр HICO (Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean) [1]. Вместе с тем оптические методы традиционно применяются и для измерения характеристик морского волнения: восстановление статистики уклонов по изображениям солнечного блика восходит к классической работе Кокса и Манка [2]. Существуют методы дистанционного определения спектров поверхностного волнения по видеосъемке в естественном свете [3, 4], однако для перехода от относительных значений яркости к абсолютным характеристикам волнения в них требуется привлечение данных контактных измерений. В отличие от этих подходов, предлагаемый в настоящей работе метод позволяет получать абсолютные значения уклонов поверхности непосредственно из оптических данных, без дополнительной калибровки.

Гиперспектрометры применяются для исследования характеристик пленок нефти на водной поверхности, в частности, для определения толщины слоя нефти в нефтяных разливах на морской поверхности [5, 6]. Для выявления нефтяных slickов используются радиолокационные методы, когда slickи характеризуются уменьшением радиолокационного контраста из-за «выглаживания» волнения в зоне slickов. Однако аналогичные контрасты могут наблюдаться в зонах уменьшения ветра или апвеллинга, что затрудняет классификацию slickов. В этих случаях привлекают оптические гиперспектральные методы, позволяющие определять тип (неэмульгированная нефть, нефтяная эмульсия) и толщину слоя нефти. Оптические методы зависят от освещения поверхности моря: рассеянный свет неба или солнце. При наблюдении в солнечных бликах изображение разбивают на перекрывающиеся скользящие окна и для каждого подбирают свой алгоритм анализа [6, 7].

Следует отметить мультиспектральные поляризметрические методы реконструкции распределения уклонов морских поверхностных волн [8].

Традиционно гиперспектрометры используются для определения концентрации естественных примесей в водах водоемов путем выполнения натурных измерений коэффициента яркости водной толщи в определенном спектральном интервале [9].

В данной работе используется так называемый сканирующий (push-broom) гиперспектрометр, позволяющий получать информацию о спектре излучения и о пространственном распределении яркости поверхности моря. Таким образом, появляется возможность совмещения различных принципов дистанционного зондирования водной поверхности в одной и той же области водной поверхности в один и тот же момент времени: гиперспектральные методы и дистанционная регистрация статистических характеристик волнения. Такое совмещение повышает вероятность диагностики аномалий на водной поверхности.

Диагностика волнения выполняется вне зоны бликов, при рассеянном освещении неба, а спектральные возможности гиперспектрометра используются для разделения волновых и неволновых образований (slickов, пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ) и для компенсации спектральных особенностей яркости (полос Фраунгофера и полосы поглощения воды).

Цель работы — показать возможность диагностики волнения водной поверхности с помощью сканирующего гиперспектрометра и сопоставить статистические характеристики волнения, полученные в различных спектральных диапазонах и в различных акваториях.

2. Оборудование и условия натурных экспериментов

Сканирующий гиперспектрометр имеет «ножевую» диаграмму направленности (рис. 1) и регистрирует изображения в координатах угол луча света в пределах диаграммы направленности — длина волны света (рис. 2). В таблице даны основные технические характеристики этого прибора.

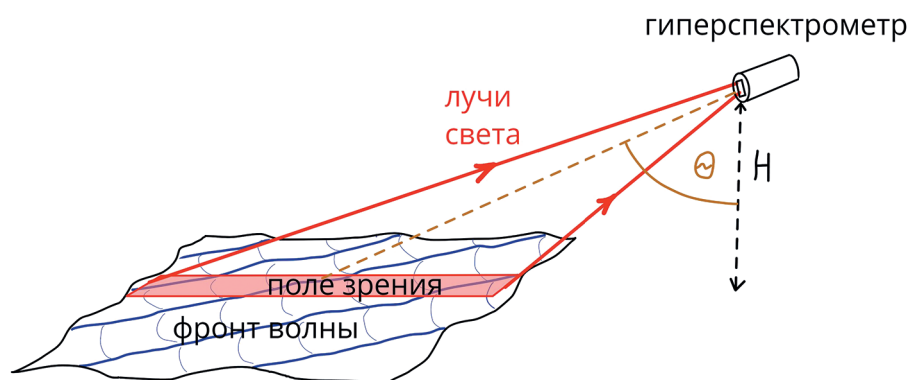


Рис. 1. Схема наблюдения водной поверхности

Fig. 1. Water surface observation scheme

Таблица

Table

Основные технические характеристики использованного гиперспектретра

Technical specifications of the hyperspectrometer

Параметр	Значение
Тип прибора	сканирующий (push-broom) гиперспектретр ATN1010 OPTOSKY PHOTONICS INC
Угловое поле зрения	15°
Частота кадров	до 120 кадр/с
Спектральный диапазон	380–1000 нм
Спектральное разрешение	1,3 нм
Разрешение детектора	1920 спектральных точек × 1200 пространственных точек
Вес	545 г

При наклонном наблюдении водной поверхности с берега, моста или океанографической платформы (рис. 1) поле зрения гиперспектретра на поверхности будет представлять собой узкую линию, ориентированную в направлении наблюдения.

Обработка данных гиперспектретра производилась с помощью пакета программ [15, 16], позволяющих получать спектральные пространственно-временные изображения (ПВИ) морской поверхности в координатах расстояние в поле зрения на поверхности — время в различных участках оптического спектра в диапазоне от 380 нм до 1000 нм с разрешением 1,3 нм (рис. 5). Такой гиперспектретр представляет собой спектральный аналог линейки фотоприемников и может использоваться для диагностики волнения водной поверхности на основе принципов, разработанных для линейки фотоприемников [11–14], в частности, для регистрации рельефа уклонов волн, статистических характеристик волнения, пространственно-временного спектра уклонов волн и спектра возвышений волн.

В настоящей работе использованы данные двух натурных экспериментов:

– р. Ока, г. Нижний Новгород. Регистрация выполнена с моста в августе; направление наблюдения — вдоль течения; зенитный угол визирования $\theta = 70^\circ$, высота прибора над водой $H = 32$ м.

– Черное море, п. Кацивели. Волнение регистрировалось с океанографической платформы; высота установки над уровнем моря $H = 13$ м [14]; зенитный угол визирования $\theta = 45^\circ$. В качестве дополнительного средства контроля использовался струнный волнограф.

3. Спектральные особенности регистрируемого излучения

В спектре излучения неба присутствуют так называемые полосы Фраунгофера — полосы поглощения излучения в спектре солнца. В кадре сканирующего гиперспектретра спектральные полосы Фраунгофера «превращаются» в вертикальные полосы (рис. 2). На рис. 2 приведен пример кадра гиперспектретра при наблюдении ясного неба, значения спектра — в условных единицах. Аналогичные полосы присутствуют в спектрах излучения водоемов.

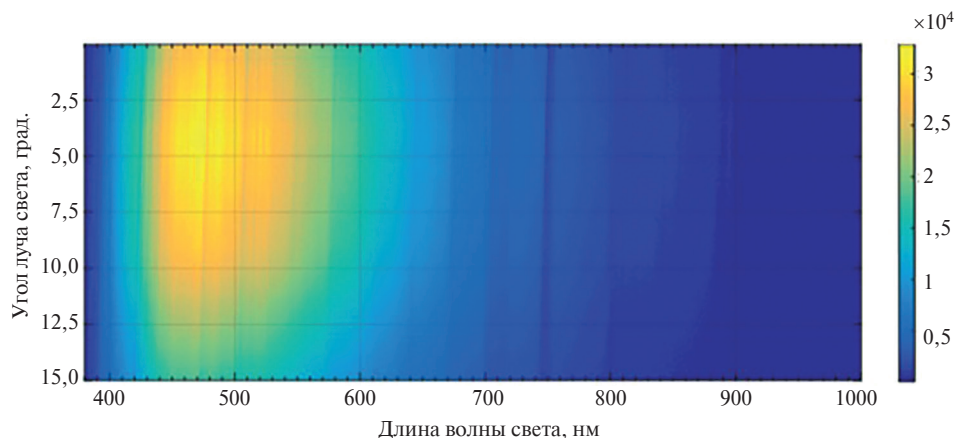


Рис. 2. Кадр гиперспектрометра, ясное небо. По вертикали — угол луча света в пределах поля зрения, по горизонтали — длина волны света, значения спектра — в условных единицах

Fig. 2. Hyper-spectrometer frame (top), clear sky. Vertically, the angle of the light beam within the field of view; horizontally, the wavelength of the light; the spectrum values are represented in conventional colors

На рис. 3 приведены спектры излучения неба при разных метеоусловиях, полученные при наблюдении неба с помощью гиперспектрометра. Частота кадров гиперспектрометра при записи составляла 10 Гц, спектры усреднялись по 10-ти кадрам. На спектрах при определенных значениях длины волны света видны полосы поглощения Фраунгофера и полоса поглощения водяного пара в районе 700 нм.

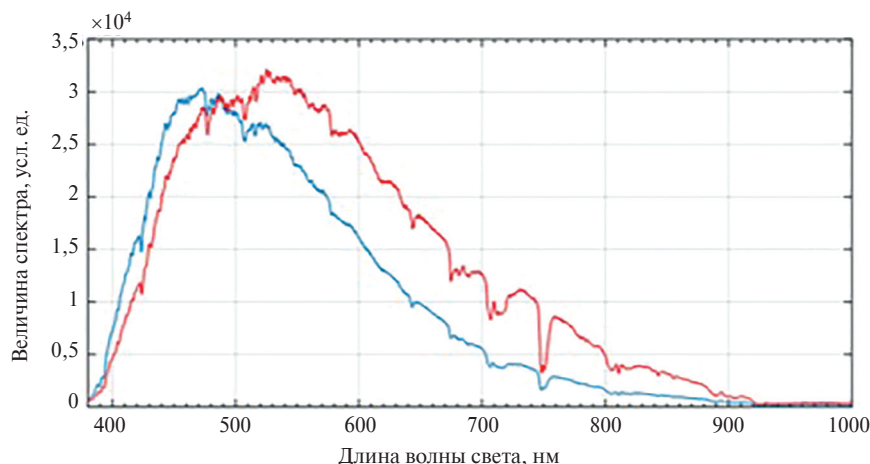


Рис. 3. Пример спектров излучения неба, полученных на Горьковском море при ясном небе (синяя линия) и в Нижнем Новгороде при сплошной облачности (красная линия)

Fig. 3. An example of sky emission spectra obtained at the Gorky Sea under clear skies (blue line) and in Nizhny Novgorod under continuous cloud cover (red line)

Для последующей обработки разработана программа для выделения малоcontrastных вертикальных полос Фраунгофера на кадрах гиперспектрометра (рис. 4). Внизу рис. 4 приведены кодовые обозначения некоторых основных полос Фраунгофера.

Наличие спектральных провалов, обусловленных полосами Фраунгофера и поглощением водяного пара, требует особого подхода к обработке: используемая в работе методика опирается не на абсолютные значения яркости, а на ее относительные флуктуации, что обеспечивает устойчивость алгоритма к указанным спектральным особенностям (подробнее см. п. 4).

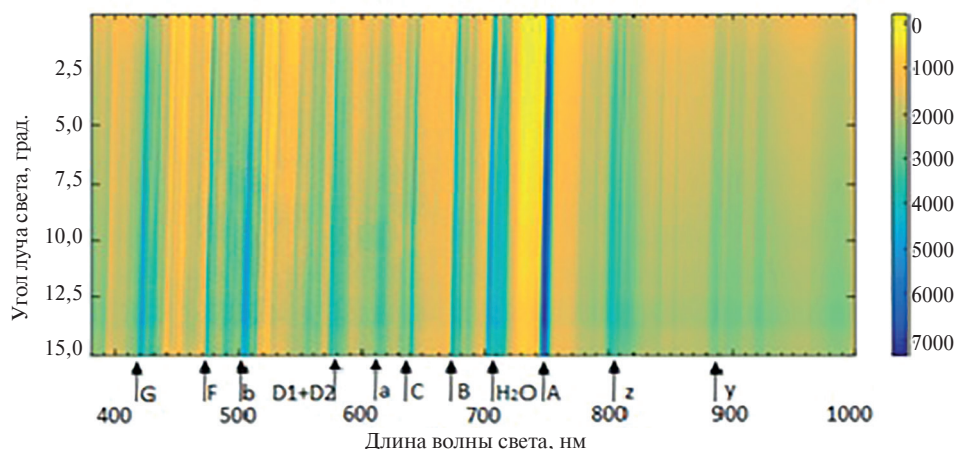


Рис. 4. Полосы Фраунгофера и полоса поглощения воды, выделенные на кадре гиперспектрометра. Сплошная облачность, спектр красного цвета на рис. 3.

Fig. 4. Fraunhofer bands and water absorption band highlighted in the hyperspectrometer frame. Overcast, red-colored spectrum in Fig. 3

4. Методика восстановления характеристик волнения

4.1 Базовая модель восстановления уклонов

В наших предыдущих работах [14–16] изложен оригинальный способ восстановления уклонов поверхности моря и формирования ПВИ уклонов поверхности моря («рельефа» уклонов волн) по ПВИ поверхности моря, полученным с помощью линейки фотоприемников при рассеянном небесном освещении вне зоны солнечных бликов.

Ключевая особенность способа — его независимость от спектральной яркости водной поверхности, так как в нем формируются относительные флуктуации спектральной яркости (или спектральный коэффициент яркости), что должно компенсировать изменения спектральной яркости во Фраунгоферовых спектральных линиях и полосе поглощения воды в спектре водоема. В дальнейшем термин «спектральный» означает яркость поверхности водоема для определенного значения длины волны света в спектре излучения водоема (или интегральное значение спектра яркости водоема в пределах заданного интервала длин волн света).

Принцип восстановления уклонов волн заключается в следующем: в каждой точке поверхности моря формируется не зависящий от яркости безразмерный сигнал S (относительные флуктуации спектральной яркости моря $I(\eta)$, где η — вектор уклонов волн), который в приближении линейной зависимости яркости поверхности моря от уклонов волн будет равен:

$$S = I(\eta) / I_0 - 1 = \eta(\nabla I / I_0), \quad (1)$$

где I_0 — средняя спектральная яркость поверхности моря. В формуле (1) перед искомым вектором уклонов волн η находится безразмерный коэффициент $(\nabla I / I_0)$, который не зависит от параметров оптического приемника (диаграммы направленности, оптического фильтра), усиления сигнала и т. д. и зависит от градиента коэффициента отражения Френеля F , т. е. от поляризации регистрируемого излучения и от угловой зависимости спектральной яркости неба I_{sky} .

При наклонном визировании уклоны волн в направлении визирования η_1 будут выражаться через относительные флуктуации яркости формулой [13–15]:

$$\eta_1 = S / k \sin \theta, \quad (2)$$

где θ — зенитный угол наблюдения, $k(\theta)$ — безразмерный относительный оптический контраст уклонов волн:

$$k = F'(\cos \theta) / F(\cos \theta) + 2I'_{sky}(\cos \theta) / I_{sky}(\cos \theta), \quad (3)$$

где F — коэффициент отражения Френеля, $I_{sky}(\cos \theta)$ — яркость зеркального участка неба. Выражение для коэффициента Френеля известно и зависит от поляризации регистрируемого света, отношение $2I'_{sky}(\cos \theta) / I_{sky}(\cos \theta)$ можно взять из модельного выражения для яркости неба, либо определить по фотоснимку неба.

Относительная производная коэффициента Френеля при наклонном визировании водной поверхности в диапазоне зенитных углов наблюдения $60\text{--}80^\circ$ [12] в несколько раз больше относительной производной угловой зависимости яркости безоблачного неба, так что контраст волн в первом приближении не будет зависеть от условий освещения небом:

$$\eta_1 = S / k_1 \sin \theta,$$
$$k_1 = F'(\cos \theta) / F(\cos \theta), \quad (4)$$

где k_1 — оптический контраст уклонов волн, обусловленный коэффициентом Френеля, без учета градиента яркости неба. Зависимости k_1 от θ для различной поляризации света приведены в работах [14]. В частности, для неполяризованного света (в случае пасмурного неба) при наклонных углах наблюдения k_1 почти не зависит от θ и его можно оценить как $k_1 = 5$.

4.2. Уточненная модель с учетом градиента яркости неба

Базовая модель (3), (4) не требует знания абсолютных значений яркости неба и параметров оптического приемника, поскольку в формулах фигурируют только относительные величины, но нуждается в информации о коэффициенте отражения света и об угловом распределении яркости неба. В общем случае для определения относительного оптического контраста уклонов волн k необходимо учитывать параметры Стокса отраженного излучения неба, что является сложной задачей.

В работе [15] предложен новый способ оценивания оптического контраста уклонов волн k , основанный на определении относительного градиента средней яркости поверхности моря I_0 по зенитному углу наблюдения θ . Относительный градиент средней яркости поверхности моря имеет вид:

$$dI_0 / I_0 = k_2 \sin \theta d\theta,$$
$$k_2 = F'(\cos \theta) / F(\cos \theta) + I'_{sky}(\cos \theta) / I_{sky}(\cos \theta), \quad (5)$$

где k_2 — уточненное значение оптического контраста уклонов волн с учетом относительного градиента яркости неба.

Данный способ является «самосогласованным»: он не требует привлечения дополнительных данных, и необходимая для восстановления рельефа морской поверхности и спектральных характеристик волнения информация извлекается из градиента яркости поверхности моря. Как известно, при восстановлении спектра волнения в зоне солнечных бликов используется градиент яркости солнечного блика [17], однако отсутствуют работы по восстановлению спектров волнения с помощью градиента яркости поверхности моря при освещении поверхности моря рассеянным светом неба.

5. Результаты и обсуждение

5.1. Разделение волновых и неволновых однородностей

Кроме волн, на водной поверхности могут присутствовать такие «образования», как следы судов, обрушения волн, групповая структура волн, слики, обусловленные загрязнениями на водной поверхности (пленками ПАВ). Эти «образования» можно «разделить» с помощью спектрального анализа ПВИ при условии, что волны подчиняются дисперсионному соотношению [14].

На ПВИ, зарегистрированных гиперспектрометром с моста на реке Оке (рис. 5), наряду с ветровыми волнами отчетливо видны движущиеся полосы — слики, обусловленные загрязнениями на поверхности реки. Уклоны в направлении визирования η_1 (цветовая шкала) вычислялись по приближенной формуле (4) при длине волны света 451 нм. Приведено ПВИ без исправления перспективных искажений.

Контрасты сликов растут, а контрасты волн падают с увеличением зенитного угла наблюдения (уменьшением угла скольжения) за счет эффекта затенения волн. На рис. 5 с расстоянием увеличивается контраст движущихся полос (сликов), обусловленных загрязнениями на поверхности реки. Стики движутся по течению реки, а ветер дует навстречу течению, так что ветровые волны с групповой структурой движутся навстречу течению на наблюдателя. По полосам сликов можно оценить скорость течения реки, которая составила 0,8 м/с. Это значение скорости течения находится в соответствии с наблюдаемой в августе скорости течения реки Ока.

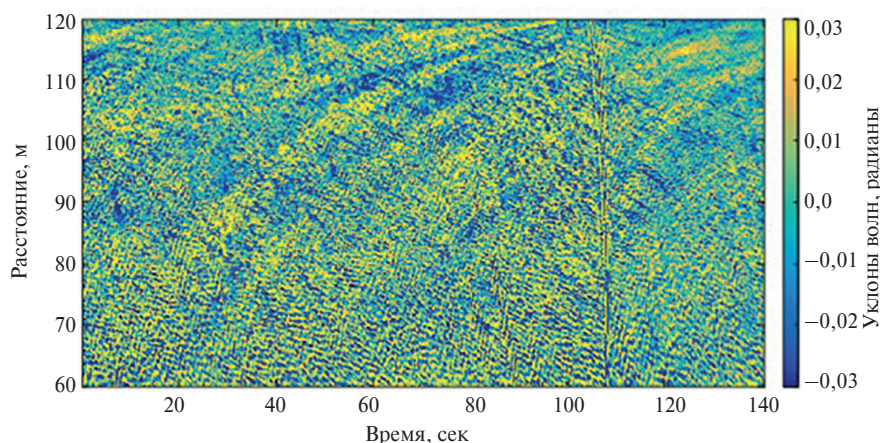


Рис. 5. ПВИ уклонов волн водной поверхности. По вертикальной оси отложено расстояние от места установки гиперспектрометра (вдоль реки от моста), по горизонтальной оси — время. Величина уклонов волн в радианах отображается в цветовой шкале справа. Длина волны света 451 нм

Fig. 5. Spectral spatial and temporal image of the slopes of the water surface waves. The vertical axis shows the distance from the location of the hyperspectrometer (along the river from the bridge), and the horizontal axis shows the time. The magnitude of the wave slopes in radians is displayed on the color scale on the right. The light wavelength is 451 nm

5.2. Статистические характеристики уклонов и эффект затенения

На рис. 6 приведены гистограммы уклонов волн в цветовой шкале в зависимости от расстояния от моста. Гистограммы вычислялись по ПВИ (рис. 5) «построчно», т. е. по времени. С расстоянием от моста гистограмма сужается, что связано с увеличением относительного вклада длинных волн из-за расфокусировки изображения коротких волн и затенения.

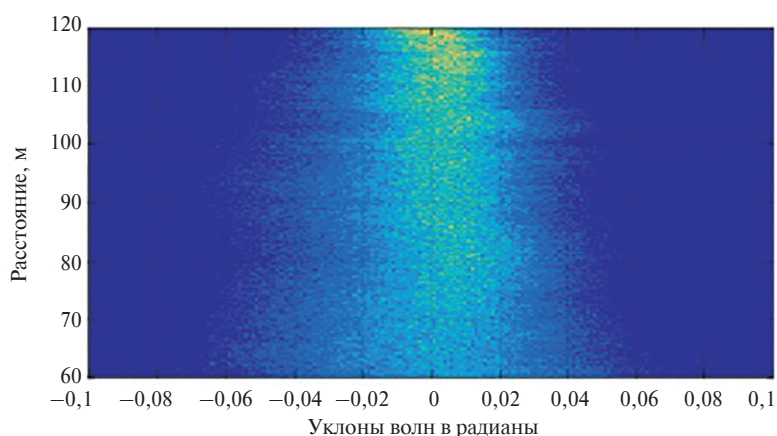


Рис. 6. Гистограммы уклонов волн в цветовой шкале в зависимости от расстояния от моста. Длина волны света 451 нм

Fig. 6. Histograms of wave slopes on a color scale depending on the distance from the bridge. Light wavelength of 451 nm

На рис. 7 приведены гистограммы видимых уклонов волн для расстояний от моста 60 м (синяя кривая) и 80 м (красная кривая), где контрасты снимов еще малы относительно контрастов уклонов волн и длины волны света 451,08 нм и 515,7 нм. Максимум гистограмм сдвинут от нулевого уклона в сторону отрицательных уклонов, что может быть связано с течением реки.

Для сравнения на рис. 8 приведены гистограммы видимых уклонов волн для двух расстояний от океанографической платформы 40 м (синий график) и 100 м (красный график). Гистограммы получены с помощью линейки фотоприемников. Черное море, п. Кацивели, высота океанографической платформы над уровнем моря составляла 13 м [14].

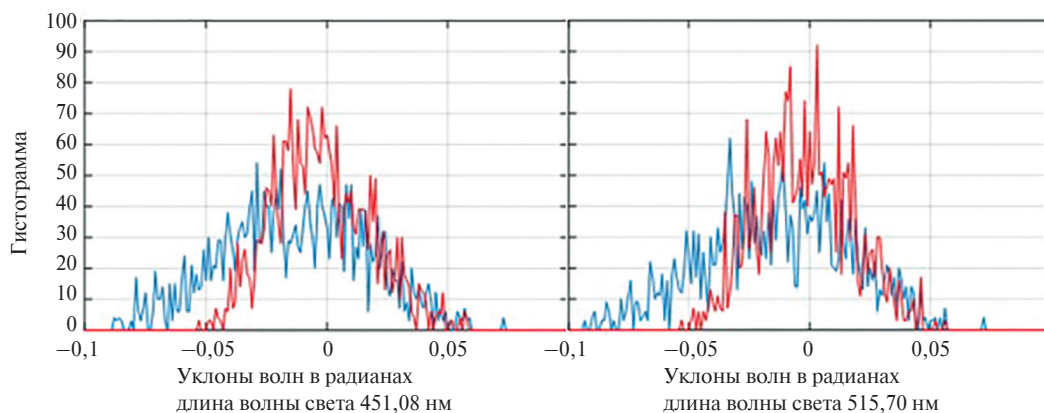


Рис. 7. Гистограммы уклонов волн для расстояний от моста 60 м (синяя кривая) и 80 м (красная кривая). Длина волны света 451,08 нм и 515,7 нм

Fig. 7. Histograms of wave slopes for distances from the bridge of 60 m (blue curve) and 80 m (red curve). Light wavelength of 451,08 nm and 515,7 nm

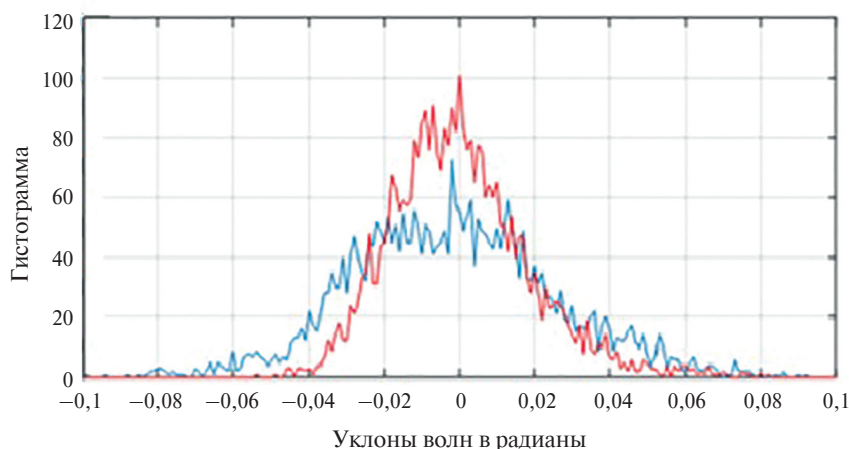


Рис. 8. Гистограммы видимых уклонов волн для двух расстояний от платформы в 40 м (синяя кривая) и 100 м (красная кривая). Океанографическая платформа, п. Кацивели, Черное море

Fig. 8. Histograms of visible wave slopes for two distances from the platform: 40 m (blue graph) and 100 m (red graph). Oceanographic platform, Katsiveli, Black Sea

Гистограммы на рис. 7 и 8 вычислялись по приближенной формуле (4). У гистограмм на рис. 7 и 8 для большого расстояния от оптического приемника (для малых углов скольжения) уменьшается доля отрицательных уклонов волн, т. е. уклонов, обращенных «от наблюдателя», и, соответственно, увеличивается количество малых уклонов волн, что связано с явлением затенения склонов волн при скольжащих углах наблюдения.

Значения уклонов волн, гистограммы уклонов волн, вычисленные по формуле (4) для различных акваторий, различных условий освещения и разных длин волн оптического излучения, очень близки, что свидетельствует о применимости модели (4) для оценки значений уклонов волн.

5.3. Валидация методики: уточненная модель и сравнение с волнографом

В [18] представлены результаты апробации разработанного способа на примере ПВИ морской поверхности при пасмурном небе (океанографическая платформа, п. Кацивели, Черное море). Как известно, яркость пасмурного неба убывает к горизонту, что уменьшает оптический контраст волн. Соответственно, уточненное значение оптического контраста уклонов волн для пасмурного неба $k_2 = 4$ должно быть меньше оптического контраста волн $k_1 = 5$, вычисленного по формуле (4) без учета градиента яркости неба.

На рис. 9 приведены спектры возвышений волн для оптического контраста уклонов волн $k_1 = 5$, уточненного оптического контраста уклонов волн $k_2 = 4$ (левый график) и соответствующий спектр возвышений, зарегистрированный волнографом (правый график). Спектр возвышений волн вычислен по ПВИ уклонов волн по методике работ [14, 15]. Спектр возвышений волн для уточненного оптического контраста волн по амплитуде соответствует спектру волнографа, что свидетельствует об увеличении точности восстановления уклонов волн.

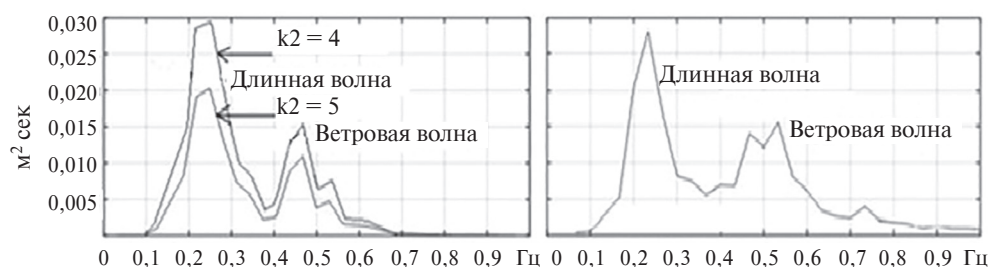


Рис. 9. Спектр возвышений волн, вычисленный по методике из работы [14] для оптического контраста уклонов волн $k_1 = 5$ и оптического контраста уклонов волн $k_2 = 4$, и соответствующий спектр возвышений, зарегистрированный волнографом (справа)

Fig. 9. The wave height spectrum calculated according to the method of work [14] for the optical contrast of wave slopes = 5 and the optical contrast of wave slopes = 4, and the corresponding wave height spectrum recorded by the wave gage (on the right)

Таким образом, погрешность в вычислении уклонов волн по приближенной формуле (4) можно прогнозировать в районе 20–30 %.

Следует учесть, что апробация предложенного метода проводилась для пасмурного неба, свет которого неполяризован. В общем случае яркость света неба частично поляризована и надо использовать параметры Стокса для описания отражения света взволнованной водной поверхностью [8]. Однако описанная методика восстановления характеристик волнения по изображению поверхности моря может быть применима при установке на объектив гиперспектрометра поляроида.

6. Заключение

В работе рассмотрено новое применение сканирующего гиперспектрометра для диагностики волнения водной поверхности. По натурным данным, полученным при наклонном наблюдении, обработан яркостный сигнал с узкой линии на поверхности воды и сформированы спектральные пространственно-временные изображения в координатах «расстояние — время» для различных участков оптического диапазона. Это позволило восстановить рельеф уклонов волн, их статистические характеристики, пространственно-временной спектр уклонов и спектр возвышений волн.

Высокое спектральное разрешение гиперспектрометра (1,3 нм в диапазоне 380–1000 нм) обеспечивает два ключевых преимущества. Во-первых, появляется возможность выбирать для обработки спектральные каналы, свободные от полос поглощения Фраунгофера и водяного пара, либо использовать относительные флуктуации яркости $\delta I/I$, которые автоматически компенсируют эти спектральные провалы, поскольку постоянное занижение яркости сокращается при делении флуктуации на среднее значение. Во-вторых, спектральное разложение позволяет отслеживать поведение волнения в различных участках оптического диапазона и сравнивать результаты. Базовая модель восстановления уклонов основана на анализе относительных флуктуаций спектральной яркости поверхности и предполагает постоянный оптический контраст ($k \approx 5$ для неполяризованного света), не зависящий от условий освещения. Эта модель обеспечивает полу-

чение абсолютных значений уклонов без контактной калибровки. Наряду с базовой моделью предложена новая уточненная модель, учитывающая градиент яркости неба по зенитному углу наблюдения. В отличие от базовой, уточненная модель является самосогласованной: оптический контраст определяется непосредственно из градиента средней яркости поверхности, без привлечения внешних данных о яркости неба.

Обработка данных натурных экспериментов, выполненных на реке Ока и в Черном море при различных углах наблюдения, условиях освещения и длинах волн, позволила выявить ряд закономерностей. Зарегистрирован сдвиг максимума гистограмм уклонов волн в сторону отрицательных значений, обусловленный течением реки. Обнаружен эффект затенения склонов волн при скользящих углах наблюдения: на больших расстояниях от прибора гистограммы уклонов сужаются, доля отрицательных уклонов уменьшается, а количество малых уклонов возрастает. Примечательно, что значения уклонов и форма гистограмм, восстановленные для различных акваторий, условий освещения и длин волн оптического диапазона, оказываются близки между собой. Эта повторяемость результатов в существенно различных условиях подтверждает достоверность предложенного подхода и универсальность используемых моделей.

Спектральный анализ пространственно-временных изображений позволил разделить волновые и неволновые образования на водной поверхности. В частности, на реке Ока отчетливо наблюдались движущиеся полосы — слики, обусловленные загрязнениями поверхности пленками поверхностно-активных веществ. По скоростям перемещения сликов оценена скорость течения реки, согласующаяся с данными прямых наблюдений. Полученные результаты показывают, что предложенная модификация гиперспектрометра перспективна для задач комплексного мониторинга морских акваторий: обнаружение тонких пленок поверхностно-активных веществ может осуществляться одновременно по спектральному контрасту и по аномалиям волнения — «выглаживанию» в зоне сликов.

Финансирование

Работа выполнена по Госзаданию ИПФ РАН, проект FFUF-2024–0033 (Разработка радиофизических методов исследования океана и внутренних водоемов).

Funding

This work was performed under the State Assignment of the Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences (IAP RAS), project No. FFUF-2024-0033.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests.

Литература

1. Lucke R.L., Corson M., McGlothlin N.R., et al. Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean: instrument description and first images // *Applied Optics*. 2011. Vol. 50, No. 11. P. 1501–1516. <https://doi.org/10.1364/AO.50.001501>
2. Cox C., Munk W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter // *Journal of the Optical Society of America*. 1954. Vol. 44, No. 11. P. 838–850. <https://doi.org/10.1364/JOSA.44.000838>
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. Баханов В.В., Разумов Д.Д., Салин М.Б. Определение параметров спектра поверхностного волнения с использованием видеосъемки в естественном свете // *Научное приборостроение*. 2025. Т. 35, № 1. С. 93–105. EDN QFNABU
5. Yang J., Hu Y., Ma Y., et al. Combined Retrieval of Oil Film Thickness Using Hyperspectral and Thermal Infrared Remote Sensing // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, 5415. <https://doi.org/10.3390/rs15225415>
6. Xiaobo Zhu, Yingcheng Lu, Jianqiang Liu, et al. Optical Extraction of Oil Spills From Satellite Images Under Different Sunlight Reflections // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2022. Vol. 60. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2022.3213590>

7. Satriano V., Ciancia E., Lacava T. et al. Improving the RST-OIL Algorithm for Oil Spill Detection under Severe Sun Glint Conditions // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11, 2762. <https://doi.org/10.3390/rs11232762>
8. Malinowski M., Gilerson A., Vandenbergue S., et al. Surface roughness and wave slope statistics from the multi-spectral polarimetric imaging of the ocean surface // *Optics Express*. 2024. Vol. 32, No. 13. P. 22110. EDN QESKQX. <https://doi.org/10.1364/OE.521650>
9. Корчемкина Е.Н., Мольков А.А. Региональный биооптический алгоритм для Горьковского водохранилища: первые результаты // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15, № 3. С. 184–192. EDN XSNFRR. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-3-184-192>
10. Мольков А.А., Капустин И.А., Ермошкин А.В., Ермаков С.А. Дистанционные методы определения толщины пленок нефти и нефтепродуктов на морской поверхности // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 3. С. 9–27. EDN DGEAYG. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-9-27>
11. Титов В.И., Артамонов А.Ю., Баханов В.В. и др. Мониторинг состояния поверхности моря по пространственно — временным оптическим изображениям // *Исследование Земли из космоса*. 2014. № 5. С. 3–14. EDN SMMQUL. <https://doi.org/10.7868/S0205961414050078>
12. Баханов В.В., Демакова А.А., Кориненко А.Е., Рябкова М.С., Титов В.И. Оценка спектров ветровых волн с длинами от сантиметров до метра по изображениям поверхности моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 3. С. 192–205. EDN YNHCTB. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-3-192-205>
13. Титов В.И., Антонов А.А. Диагностика водного бассейна с помощью сканирующего гиперспектрометра. // *Материалы 21-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва, 2023. EDN ACYTDD. <https://doi.org/10.21046/21DZZconf-2023a>
14. Титов В.И., Антонов А.А. Восстановление рельефа морской поверхности и спектра волнения по изображению поверхности моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20, № 5. С. 39–49. EDN CPBALY. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-5-39-49>
15. Способ определения рельефа уклонов волн морской поверхности по оптическим пространственно-временным изображениям морской поверхности: пат. 2837976 Рос. Федерация: МПК: G01C13/00 / Баханов В.В., Антонов А.А., Титов В.И.; заявитель и патентообладатель ФГБНУ «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук» (ИПФ РАН). № 2837976; заявл.02.12.2024, опубл. 07.04.2025, бюл. № 10. 15с. EDN YFSQVY
16. Программа восстановления рельефа уклонов волн по оптическому изображению взволнованной поверхности моря. Программа для ЭВМ № 2025617552 правообладатель ФГБНУ «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук» / Титов В.И., Баханов В.В., Антонов А.А. заявл. 19.03.2025, опубл. 26.03.2025, объем программы 34 КБ, Матлаб. EDN LNCLKX
17. Юровская М.В., Кудрявцев В.Н., Широков А.С., Надоля И.Ю. Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15, № 1. С. 245–257. EDN XPNWMP. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257>
18. Титов В.И., Антонов А.А., Баханов В.В., Разумов Д.Д. Диагностика волнения в натуральных и лабораторных условиях с привлечением данных сканирующего гиперспектрометра. // *Современные проблемы оптики естественных вод. Труды XIII Всероссийской конференции с международным участием: сборник научных трудов*. Санкт-Петербург, 2025, с. 195–200. EDN DWWGEH

References

1. Lucke RL, Corson M, McGlothlin NR, et al. Hyperspectral imager for the coastal ocean: instrument description and first images. *Applied Optics*. 2011;50:1501–1516. <https://doi.org/10.1364/AO.50.001501>
2. Cox C, Munk W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *Journal of the Optical Society of America*. 1954;44:838–850. <https://doi.org/10.1364/JOSA.44.000838>
3. Salin BM, Salin MB. Combined method for measuring 3D wave spectra. I. Algorithms to transform the optical-brightness field into the wave-height distribution. *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2015;58(2):114–123.
4. Bakhanov VV, Razumov DD, Salin MB. Determination of surface wave spectrum parameters using video recording in natural light. *Nauchnoe Priborostroenie*. 2025;35(1):93–105.
5. Yang J, Hu Y, Ma Y, Wang M, Zhang N, Li Z, Zhang J. Combined retrieval of oil film thickness using hyperspectral and thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing*. 2023;15(22):5415. <https://doi.org/10.3390/rs15225415>
6. Zhu X, Lu Y, Liu J, Ju W, Ding J, Li M, Suo Z, Jiao J, Wang L. Optical extraction of oil spills from satellite images under different sunglint reflections. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2022;60:1–12. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2022.3213590>
7. Satriano V, Ciancia E, Lacava T, Pergola N, Tramutoli V. Improving the RST-OIL algorithm for oil spill detection under severe sun glint conditions. *Remote Sensing*. 2019;11(23):2762. <https://doi.org/10.3390/rs11232762>

8. Malinowski M, Gilerson A, Vandenbergue S, Ahmad PJ, Bostater C. Surface roughness and wave slope statistics from the multi-spectral polarimetric imaging of the ocean surface. *Optics Express*. 2024;32(13):22110. <https://doi.org/10.1364/OE.520854>
9. Korchemkina EN, Molkov AA. Regional bio-optical algorithm for the Gorky Reservoir: first results. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2018;15(3):184–192. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-3-184-192> (In Russ)
10. Molkov AA, Kapustin IA, Ermoshkin AV, Ermakov SA. Remote methods for determination of oil and oil-product thickness on the sea surface. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2020;17(3):9–27. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-9-27> (In Russ)
11. Titov VI, Artamonov AYu, Bakhanov VV, Ermakov SA, Luchinin AG, Repina IA, Sergievskaya IA. Monitoring the state of the sea surface using spatio-temporal optical images. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2014;(5):3–14. <https://doi.org/10.7868/S0205961414050078> (In Russ)
12. Bakhanov VV, Demakova AA, Korinenko AE, et al. Estimation of the wind wave spectra with centimeters-to-meter lengths by the sea surface images. *Physical Oceanography*. 2018;25(3):177–190. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2018-3-177-190>
13. Titov VI, Antonov AA. Water basin diagnostics using a scanning hyperspectrometer. In: *Proceedings of the 21st International Conference “Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space”*. Moscow; 2023. <https://doi.org/10.21046/21DZZconf-2023a> (In Russ)
14. Titov VI, Antonov AA. Reconstruction of sea surface relief and sea wave spectra using a sea surface image. *Cosmic Research*. 2024;62(Suppl 1): S150–S156. <https://doi.org/10.1134/S0010952524601270>
15. Bakhanov VV, Antonov AA, Titov VI. Method for determining the relief of sea surface wave slopes from optical spatio-temporal images of the sea surface. Patent RU2837976. 2025 Apr 7. (In Russ)
16. Titov VI, Bakhanov VV, Antonov AA. Program for reconstructing wave slope relief from an optical image of a rough sea surface. Certificate of state registration of the computer program RU2025617552. 2025 Mar 26. (In Russ)
17. Yurovskaya MV, Kudryavtsev VN, Shirokov AS, Nadolya IYu. In-kind measurements of the surface wave spectrum from photographs taken by an unmanned multicopter. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2018;15(1):245–257. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257> (In Russ)
18. Titov VI, Antonov AA, Bakhanov VV, Razumov DD. Wave diagnostics in natural and laboratory conditions using scanning hyperspectrometer data. In: *Modern Problems of Natural Water Optics. Proceedings of the XIII All-Russian Conference with International Participation: Collection of Scientific Papers*. St. Petersburg; 2025:195–200. (In Russ)

Об авторах

ТИТОВ Виктор Иванович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики Российской академии наук» (ИПФ РАН), ORCID: 0000-0001-9483-8231, Scopus AuthorID: 7201990965, WoS ResearcherID: KFR-6898-2024, SPIN-код (РИНЦ): 6304-6773, e-mail: titov@ipfran.ru

БАХАНОВ Виктор Владимирович, кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией гидрофизического и акустического моделирования, Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики Российской академии наук» (ИПФ РАН), ORCID: 0009-0004-1075-4401, Scopus AuthorID: 6603623205, WoS ResearcherID: ISV-2716-2023, SPIN-код (РИНЦ): 1031-9060, e-mail: bakh@ipfran.ru

АНТОНОВ Андрей Антонович, инженер, Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики Российской академии наук» (ИПФ РАН), Scopus AuthorID: 6603623205, e-mail: andendton@ipfran.ru

РАЗУМОВ Дмитрий Дмитриевич, младший научный сотрудник, Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики Российской академии наук» (ИПФ РАН), ORCID: 0000-0002-9629-6699, SPIN-код (РИНЦ): 3791-6124, e-mail: ddrazumov@ipfran.ru



DOI [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-9)

EDN <https://elibrary.ru/tsnwkg>

УДК 551.468

© S. V. Fetisov*, I. P. Chubarenko, 2026

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia

*fetisov.sv@atlantic.ocean.ru

Evaluating the performance of machine learning models for prediction of marine litter beaching: using autonomous video camera and reanalysis data

Received 10.11.2025, Revised 12.05.2026, Accepted 20.06.2026

Abstract

The beaching of large patches of natural and anthropogenic debris following storm events is a phenomenon observed along numerous marine shorelines. Today, such wash-outs are becoming increasingly contaminated with plastic litter, which poses a significant threat to coastal ecosystems. A 22-month continuous video sequence, recorded by an autonomous stationary camera, allowed the observation the wash-outs on the northern shore of the Sambian Peninsula (the Baltic Sea). Hydrophysical and meteorological variables from reanalysis data are analyzed to predict the timing of marine litter beaching using machine learning models. The performance of multiple machine learning models was evaluated to assess their ability to predict the time at which marine litter would be beached on the shore. The accuracy of artificial neural network, random forest classifier and gradient boosting classifier of machine learning models are compared. The random forest classifier model (83.4 ± 7.6 % for F1-score) and the artificial neural network model (81.7 ± 3.9 % for F1-score) appear to be the most efficient models for predicting the wash-out formation and beaching. Sea level, wave direction and steepness are the most significant parameters in training models.

Keywords: marine litter, artificial intelligence, neural networks, machine learning, Baltic Sea, autonomous camera, meteorological and hydrophysical conditions

© С. В. Фетисов*, И. П. Чубаренко, 2026

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

*fetisov.sv@atlantic.ocean.ru

Оценка эффективности моделей машинного обучения для прогнозирования выбросов морского мусора на берег: использование автономной видеокамеры и данных реанализа

Статья поступила в редакцию 10.11.2025, после доработки 12.05.2026, принята в печать 20.06.2026

Аннотация

Выбросы на берег крупных пятен органического и антропогенного мусора после штормовых событий — явление, которое часто наблюдается вдоль морской береговой линии. В таких выбросах все больше наблюдается пластиковый мусор, что представляет значительную угрозу для прибрежных экосистем. Непрерывная видеосъемка длительностью 22 месяца, сделанная с помощью автономной стационарной камеры, позволила наблюдать выбросы на северном побережье Самбийского полуострова (Балтийское море). Анализировались гидрофизические и метеорологические параметры из данных реанализа для прогнозирования выбросов морского мусора с использованием моделей машинного обучения. Была оценена производительность нескольких моделей машинного обучения для прогнозирования времени, в которое морской мусор будет выброшен на берег. Сравнивалась точность моделей искусственной нейронной сети,

Ссылка для цитирования: Фетисов С.В., Чубаренко И.П. Оценка эффективности моделей машинного обучения для прогнозирования выбросов морского мусора на берег: использование автономной видеокамеры и данных реанализа // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2026. Т. 19, № 2. С. 102–116. EDN TSNWKG

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-9)

For citation: Fetisov S.V., Chubarenko I.P. Evaluating the performance of machine learning models for prediction of marine litter beaching: using autonomous video camera and reanalysis data. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2026;19(2);102–116.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2026.19(2)-9)

классификатора случайного леса и классификатора градиентного усиления. Модель классификатора случайного леса ($83,4 \pm 7,6$ % для метрики F1) и модель искусственной нейронной сети ($81,7 \pm 3,9$ % для метрики F1) представляются наиболее эффективными моделями для прогнозирования выброса морского мусора на берег. Уровень моря, направление и крутизна волны оказались наиболее значимыми параметрами в рассматриваемых моделях машинного обучения.

Ключевые слова: морской мусор, искусственный интеллект, нейронные сети, машинное обучение, Балтийское море, автономная камера, метеорологические и гидрофизические параметры

1. Introduction

Artificial intelligence (AI) in general and machine learning (ML) in particular are a relatively new tools for predicting various natural phenomena [1–4]. With technological progress and increase in the central processing unit (CPU) power and memory, AI tools are becoming more and more efficient. Freely available sets of meteorological and hydrophysical data make it possible to train AI models to predict certain features of various natural phenomena in marine environments.

ML is one of the tools of AI, built on the notion that computer systems are able to learn from data, identify patterns and make decisions with no or minimal human intervention. In the Earth sciences, recent works use ML methods to predict, classify, and cluster the research data. In particular, ML algorithms are efficient for computer vision. Examples include identification of vortices on satellite images [5,6] and determining the type of clouds from ground-based photographs [7–9]. ML models were also applied to predict risk states of rip current [1], detect the upwelling [10] and thunderstorms [11].

An increase in the production of synthetic polymers in the 80–90s caused contamination of oceans with anthropogenic plastic litter [12]. This is one of the causes for the formation of the Great Pacific Garbage Patch, for example. According to model data [13, 14], at least 77 % of positively buoyant marine plastic litter is accumulated on the beaches and in the sea coastal zone.

Marine litter in coastal zones has become a serious problem that needs to be controlled [12]. Many studies are devoted to the assessment of contamination of coastal zones with marine litter [15–17]. The utilisation of machine learning (ML) as a tool for predicting the movement and fate of marine litter is predicated on the recognition that the hydrophysical complexity of coastal zone dynamics renders traditional hydrophysical numerical modelling impractical. This phenomenon can be attributed to the fact that marine debris fragments exhibit a range of sizes, shapes, buoyancies, and other specific characteristics. Commonly used various ML models include simple linear regression and decision trees [18], more complex and flexible artificial neural networks (ANNs) [19], convolutional neural networks (CNNs) [20,21], and other models. The choice of the particular model depends on the problem under investigation. For example, in order to evaluate the impact of environmental conditions on the distribution of marine litter, a self-organizing map was used, while the Multilayer Perceptron (MLP) model was applied to estimate the amount of marine litter [19]. Using Lagrangian models with neural networks is convenient to predict the movement of plastic particles in water [22]. To support modelling efforts, marine litter identification is nowadays performed using the latest technical means, such as unmanned aerial vehicles or drones to survey the area [23–25]. Autonomous cameras are also used to identify marine litter and wash-out of organic material on the beach or water surface [26].

The wash-out of organic material is an important source of coastal pollution. Beaching of natural organic materials is observed at many coasts of the World Ocean, for example, in the Baltic Sea [27, 28], Mediterranean Sea [29], and Australia [30, 31]. According to the UNEP definition, only the material of anthropogenic origin is considered as marine litter [12]. However, observations confirm that the marine litter is massively beached with a large amount of biota in the form of patches are also known as beach-cast wrack patch (BCWP) [32]. The number of litter items within the algae is shown to be an order of magnitude higher than that on the sand around and in the swash zone [32, 33]. This fact additionally supports the need for timely cleaning of the beaches and the predicting of the appearance of wash-outs, respectively.

A model based on an ANN has been proposed already as predicting tool for such problems [34]. However, the accuracy of this model has not been evaluated. The objectives of this study are to: (i) analyse the images from the autonomous camera to confirm whether marine litter has been washed ashore; (ii) train ML models to predict the formation and beaching of marine litter, based on in situ observations from an autonomous video camera and simultaneously observed meteorological and hydrophysical conditions in the open sea. Evaluate the performance of the trained models using ML metrics; and (iii) evaluate the importance of specific variables used for each of the trained models. Therefore, it is possible to determine which meteorological and hydrophysical parameters have the greatest impact on the formation of wash-outs.

2. Materials and Methods

2.1. Study area

The study area is located in the southeastern part of the Baltic Sea on the northern shore of the Sambian Peninsula (sometimes also referred to as the Sambia Peninsula), 6 km east of Cape Gvardeyskiy (54.963° N, 20.27° E) and 10 km west of the root of the Curonian Spit (see Fig. 1). Several settlements are located along this coastline, the most prominent of which is Zelenogradsk. In different parts of the shoreline, construction of recreational and residential facilities is actively carried out, as well as shore protection, for example, in the city of Svetlogorsk and in the area of the village of Kulikovo (between Cape Gvardeyskiy and Zelenogradsk). The northern shore of the Sambian Peninsula is the main destination for the region's tourist activity. This confirms the need to keep the beaches clean of both anthropogenic and natural debris.

In the southeastern part of the Baltic Sea, cases of wash-outs of marine litter are regularly observed, which is confirmed by observational data [35, 36]. The observed wash-out patches are typically up to 50–300 meters long and up to 2–6 meters wide (maximum up to 1000–1500 meters long and up to 12–16 meters wide). They are usually located on the water line, partially covering a section of the beach and consist of organic material (algae, wooden sticks, leaves, branches and tree bark, roots and stems of terrestrial grasses, pine needles, tree seeds, bird feathers, carcasses of fish, shrimps, mussel shells, *Balanus* barnacles, chitinous shells, jelly fish, etc.) mixed with fragments of anthropogenic litter. The composition of the patches directly depends on the season and the preceding meteorological situation. In winter and spring, the patches are dominated by *Furcellaria lumbricalis* (and, to a lesser extent, red algae *Polysiphonia*). Green algae *Cladofora glomerata*, *Cladophora rupestris*, *Ulva prolifera*, *Ulva intestinalis*, etc., are predominantly observed in summer. These types of algae can accumulate marine litter, including microplastics [37]. For study area the largest wash-outs are observed after storms with prevailing westerly winds and wave directions that change to northerly as the storm subsides [38]. Under similar meteorological and hydrophysical conditions, the appearance of wash-outs on the beach can be observed at varying times and in different locations. It is evident that the location and time of wash-out appearance are influenced by a combination of meteorological and hydrophysical factors. These factors change over time and interact with each other as the storm develops and subsides.

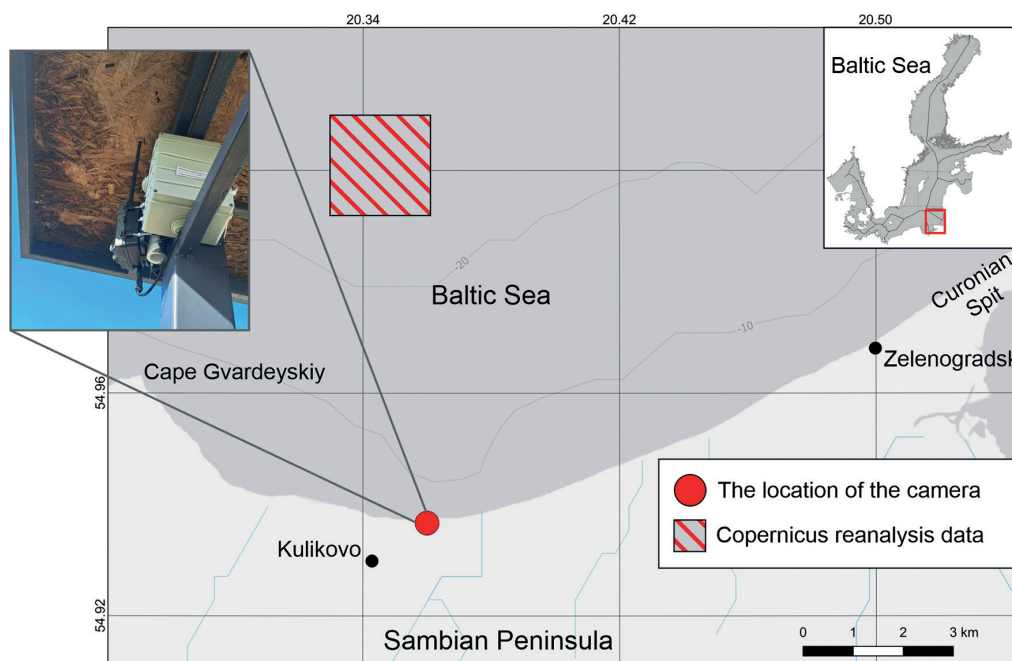


Fig. 1. Study area: northern shore of the Sambian Peninsula. The location of the camera, the largest cities and bathymetry contours are marked. Red hatching highlights the grid cells of reanalysis models used for wind, current, and wave data

The autonomous camera “Filin-300 4G” was used to evaluate the frequency and causes of marine litter wash-out. The camera was installed in the area of the village of Kulikovo (54°56.227' N, 20°21.914' E; Fig. 1). The camera functions in semi-automatic mode, capturing images at hourly intervals (Fig. 2). In manual mode, the camera operation

time was adjusted according to the length of daylight in different seasons, from 8 images per day in winter to 19 images per day in summer. The camera has been installed to provide a 120° field of view and is oriented west at an angle relative to the coastline in order to view the state of the coastline (an area covering approximately 150 m) and the sea. The data collection period was from February 2023 to November 2024, resulting in a video sequence covering a 22-month period.

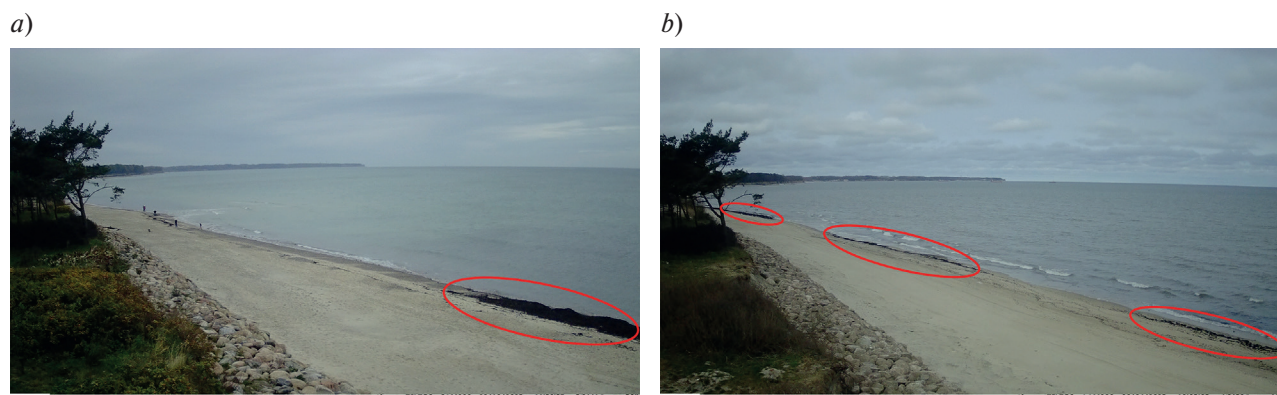


Fig. 2. The phenomenon of wash-out observed from autonomous video camera: *a* — 29 November 2023; *b* — 6 April 2023. The areas designated as wash-out zones are highlighted by red ovals

Meteorological and hydrological data were collected from an area located 8 km from where the camera was installed, between the 20 and 30 m isobaths (Fig. 1). This point is located on the marine boundary of the coastal zone, where surface waves have not yet been significantly altered by their interaction with the seabed. This enabled us to avoid the significant errors in the reanalysis data that are associated with an inability to adequately account for wave transformation and breaking processes as they approach the shore. Wind speed data were also collected from the same location, but with a coarser resolution. Furthermore, the coastal zone up to the outer boundary is the usual location for the growth of the algae *Furcellaria lumbricalis* [39], which is frequently observed in the wash out and may be related to the accumulation of marine litter [32].

2.2. Input data for ML-models

Wash-out formation occurs under certain environmental conditions that change over time. As demonstrated in previous studies, wind speed and direction, wave parameters [38, 40], Stokes drift [41], and sea level [42] are important for the transport of marine litter to the beach. The continuous time series was constructed with a resolution of 1 hour for 22 months (from the 01 of February 2023 to the 30 of November 2024, $N = 16.056$) for meteorological and hydrophysical variables, which were then used to train models. All variables used for training models are shown in Table 1.

Variables 1–7 were taken from the Copernicus Marine Service. Components U and V of wind speed data were used from the Global Ocean Hourly Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model with spatial resolution of $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ [43]. Wave variables with spatial resolution of 2×2 km from the Baltic Sea Wave Hindcast product which is based on the WAM wave model and surface forcing from the ECMWF's ERA5 reanalysis products[44]. The sea levels were taken from the Baltic Sea Physics Analysis and Forecast [45]. The spatial resolution is also 2×2 km.

Table 1

Description of variables used

No	Variable name	Unit	Max value	Min value	Mean	STD
1	Wind speed (U component)	m/s	18.4	−14.84	1.81	5.48
2	Wind speed (V component)	m/s	13.78	−14.18	0.22	4.18
3	Significant wave height	m	5.51	0.02	0.83	0.72
4	Mean wave direction	$\cos(\alpha)$	1	−1	0.46	0.52
5	Stokes drift (U component)	m/s	0.43	−0.32	0.03	0.09
6	Stokes drift (V component)	m/s	0.21	−0.26	−0.01	0.06
7	Sea level	m	0.62	−0.56	−0.048	0.18
8	Wave steepness	—	0.033	0.0014	0.0086	0.0031
9	Wave length	m	117.9	10.37	32.16	18.57
10	Period	s	8.42	0.74	2.3	1.33

To calculate the steepness of a wave, its wavelength must be determined. The wave length was calculated using shallow-water approach [46]:

$$\lambda = T\sqrt{g \cdot H_{swh}}, \quad (1)$$

where T — wave period, g — acceleration due to gravity, H_{swh} — significant wave height. Then the wave steepness is calculated as the ratio of the height of the significant wave to the wavelength:

$$\varepsilon_s = \frac{H_{swh}}{\lambda}. \quad (2)$$

The original data has a high resolution of 1 hour, which have negatively effect on the training process for ML models due to noise [47]. In this study, the Kalman filter was used as a data filtration mechanism. The Kalman filter provides an optimal estimation in terms of minimum mean squared error for linear filters of non-stationary stochastic processes [48].

In order to effectively train the model, it is necessary to transform the data into a uniform format after implementing the filter. In this paper, the data standardisation algorithm (Eq. 3) is used, i. e. for each variable, the mean is set to zero and the standard deviation is set to one:

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma}, \quad (3)$$

where x — original value, μ — mean value, σ — standard deviation.

A stationary video camera is useful for observing the wash-out of marine litter on the beach. The camera can record the exact time of wash-out appears on the beach, with a accuracy of up to one hour. However, the process of wash-out takes a long time. It usually happens after storms, in the fading phase [38]. Therefore, a period of time was used to make predictions, not just one specific point in time. In this study, the period of 24 hours prior to beaching will be used for the purpose of predicting $T = [t_{i-24}, t_{i-23}, \dots, t_i]$, where t_i point of time series from the 01 of February 2023 to the 30 of November 2024, $N = 16.056$. It is therefore that the target variable will be $Y = [y_1, y_2, \dots, y_N]$ (Fig. 3, eq. 4):

$$y_i = \begin{cases} 1, & \text{if } t_i \in T \\ 0, & \text{if } t_i \notin T \end{cases} \quad (4)$$

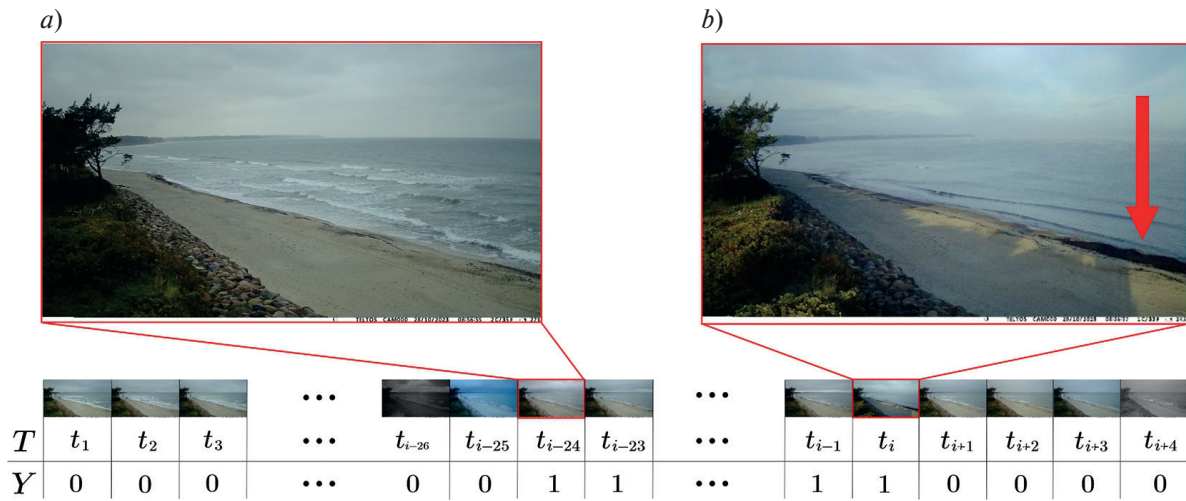


Fig. 3 Definition of the target variable based on images obtained from an autonomous camera: *a* — the image was taken 24 hours before the observed wash-out on the beach (beginning of the wash-out formation under storm conditions); *b* — the wash-out was recorded by a camera on the beach (see red arrow)

2.3. Model description

This study presents a solution to the binary classification problem for predicting the target variable. This problem involves predicting the probability of an event occurring based on the values of a set of features. Two types of ML models were used. These are neural network model (ANN) and ensemble methods Random Forest classifier (RFC) and Gradient Boosting classifier (GBC) (Fig. 4). ANN, or multi-layer perceptron (MLP), has a three-layer structure (an input layer, a hidden layer, and an output layer). It is shown that ANN models are suitable for predicting the fu-

ture based on previous data [49, 50]. For the RFC and GBC, the main idea is to train a set of identical Decision Tree (DT) models on different samples [51, 52]. The RFC and GBC models have been demonstrated to be applicable to a wide range of problems and are in use within a variety of scientific fields, including but not limited to environmental [53], geophysical sciences [54], and medicine [55].

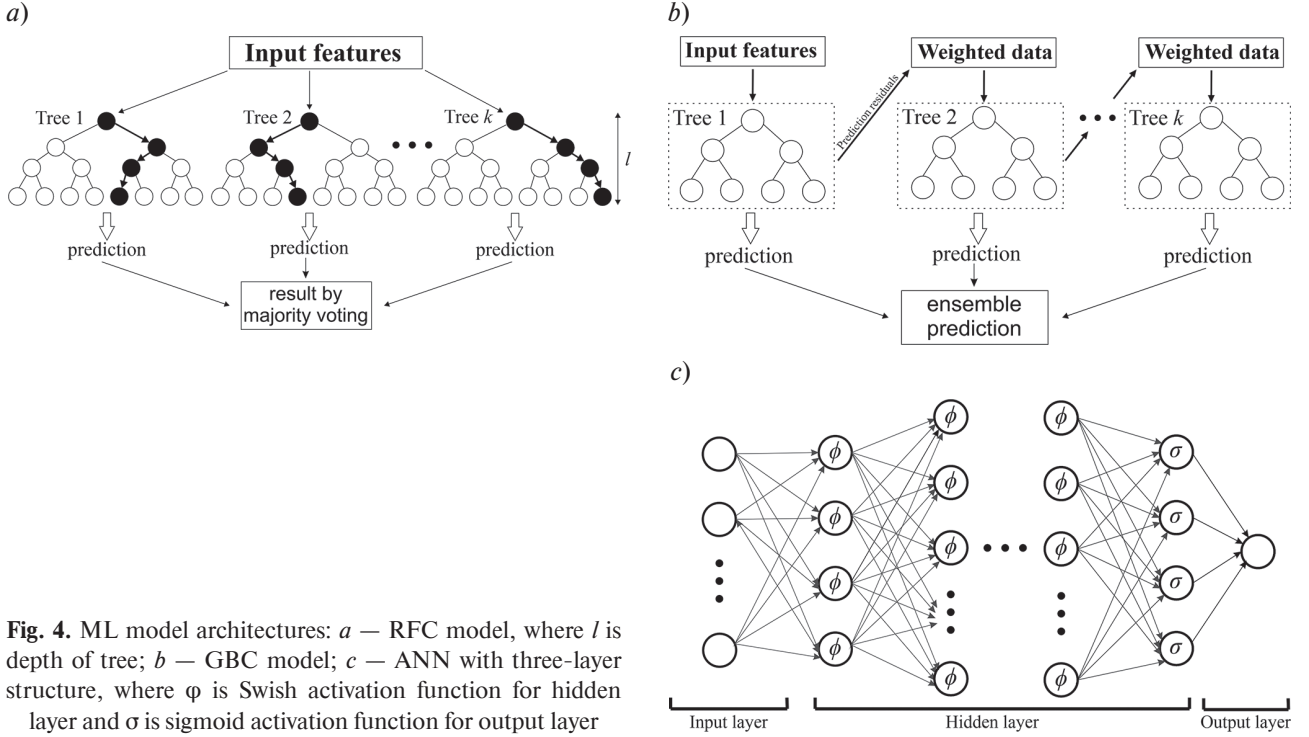


Fig. 4. ML model architectures: *a* — RFC model, where *l* is depth of tree; *b* — GBC model; *c* — ANN with three-layer structure, where ϕ is Swish activation function for hidden layer and σ is sigmoid activation function for output layer

In this study the ANN model uses 2 hidden layers (120 and 60 neurons, respectively) with the Swish activation function (5):

$$\phi = x \cdot \frac{1}{1 + e^{-x}}. \quad (5)$$

This expression of the activation function was developed by Ramachandran et al. (2017). It is commonly used in deep learning networks. It has a *Y*-axis limit for negative *X* values, but does not zero out negative values like, e. g., the rectified linear activation function or ReLU function. As a result, weights will not reset and all input features participate in the training.

For the output layer, the sigmoid activation function (6) was used, which is the standard within the framework of the binary classification problem:

$$\sigma = \frac{1}{1 + e^{-x}}. \quad (6)$$

This function permits to get a value in the output layer in the range [0;1] or the probability of falling into class 1. The principle of operation is reduced to the following logic: the larger the number at the input of the neuron, the closer the output will be to 1. This approach is mainly used for networks where the probability needs to be predicted. The differentiability of the function (6) permits to prevent jumps in the output values and provides a smoother gradient.

The binary crossentropy (*BCE*) function (7), which quantifies the discrepancy between the true labels and the predicted probabilities, was employed as the loss function during the training of the ANN model. When the predicted probability is proximate to the actual label, the BCE value is minimal, indicating an excellent prediction.

$$BCE = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [y_i \log(p_i) + (1 - y_i) \log(1 - p_i)]. \quad (7)$$

The Adam optimizer (Adaptive Moment Estimation) was employed to minimize the loss function [56].

The number of epochs for training the ANN model was determined to be 30, a decision that was made based on the findings of the experimental run of the model. It was observed that an increase in the number of epochs did not result in a significant reduction in the loss function during the training process (Fig. 5).

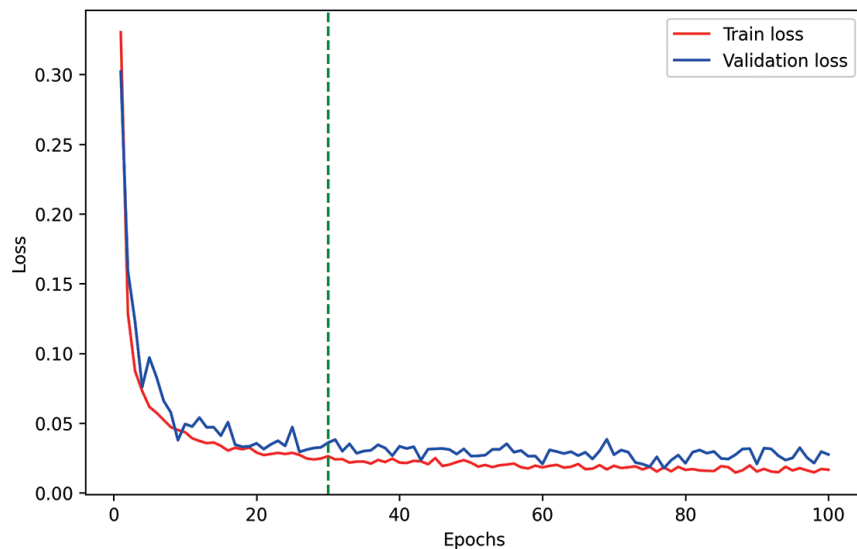


Fig. 5. The change in the loss function for the training and validation samples when training the ANN model for 100 epochs. The green dashed line indicates the 30-epoch threshold

For ensemble models the most salient hyperparameters are the tree depth, the number of leaves, and the number of decision trees in the forest, amongst others. The selection of optimal parameters was made by enumeration from the hyperparameter space with RandomizedSearchCV class in the Sklearn library [57]. Results of best hyperparameters for top 5 mean test score for each model are presented in Tables 2 and 3.

Table 2

Rang of best 5 hyperparameters for RFC model

Rank test score	Number of decision trees	Min samples split	Min samples leaf	Max depth	Mean test score
1	300	11	1	14	0.8314
2	600	11	1	10	0.8007
3	1000	6	6	11	0.7580
4	400	22	1	10	0.7450
5	1000	11	6	10	0.7402

Table 3

Rang of best 5 hyperparameters for GBC model

Rank test score	number of decision trees	Min samples split	Min samples leaf	Max depth	Mean test score
1	600	39	1	13	0.8453
2	400	44	1	10	0.8451
3	200	44	6	14	0.8451
4	600	17	1	8	0.8450
5	700	39	6	7	0.8450

2.4. Evaluation metrics and the loss function

To assess the efficiency of predictive models, several evaluation metrics were used. The F1-score was used as the main evaluation metric because the set of available data is not balanced. To get the F1-score, additional metrics such as the Precision (8) and the Recall (9) were calculated:

$$\text{Precision} = \frac{TP}{TP + FP}, \quad (8)$$

$$\text{Recall} = \frac{TP}{TP + FN}, \quad (9)$$

where TP denotes true positive decision, TN — true negative decision, FP — false positive decision; FN — false negative decision.

The F1-score is the harmonic mean between the Precision and the Recall (10). It tends to zero if either the Precision or the Recall tend to zero, and is expressed as

$$F1 = \beta \frac{\text{Precision} \times \text{Recall}}{\text{Precision} + \text{Recall}}, \quad (10)$$

where β is the balancing coefficient. In this work, a balanced F1-measure was used, where $\beta = 1$.

The standard classification metric, Accuracy, was not utilised as a means to evaluate the performance of the models. This metric is intended to describe the overall prediction accuracy of the model for all classes; that is to say, it is the ratio of all correct predictions to the total number of all predicted samples. In certain problems, accuracy may not be informative, particularly in problems with imbalanced classes, as is the case in this work.

3. Results

3.1. Analyzing images from an autonomous camera

The total number of processed and analysed images was 9,484, and the total storage volume was 27.6 GB. The subsequent image analysis revealed 19 cases of wash-out. The highest frequency of such cases was observed in the autumn-winter period, accounting for 52 % of the total, which coincided with the peak of storm intensity in the south-eastern Baltic Sea. These wash-outs occurred after storms, at a time when wave height and sea level were both decreasing. According to the Copernicus reanalysis, the significant wave height at which marine litter was observed, was 0.4 m. The duration of the presence of marine litter patches on the beach varied from 1 to 7 days (average 3.4 ± 1.9), dependent on the conditions under which the wash-outs occurred (i. e., wind, waves, sea level).

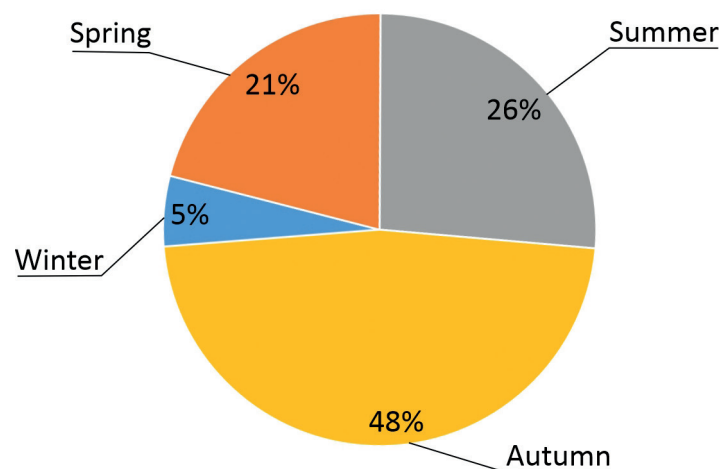


Fig. 6. The number of wash-outs recorded by the autonomous camera for the 22-month period from 1 February 2023 to 30 November 2024, categorised by season

3.2. Prediction efficiency of the tested models

Over a 22-month period, 19 wash-outs were detected by the camera in the study area. This is no more than 3 % of positive class values for the target variable, which is a strong imbalance. In order to efficiently train models with imbalanced class distributions, a balance improvement was implemented. In this study, the data is pre-processed using the ADASYN (Adaptive Synthetic Sampling) method as a data augmentation technique to address class imbalance [58]. This method introduces nonlinearity into a sample dataset by generating synthetic examples that fall between existing minority examples and their k-nearest neighbours from the majority class. These synthetic examples are then

generated according to the density distribution of the minority class in the feature space, which captures the underlying nonlinear relationship between the minority and majority classes [59]. The ADASYN method was applied to the training data but not utilised for the validation and test data.

10 time series of features ($N = 16,056$) were employed to train the ML models. At each time step t_i , a set of variables, designated as $X_i = [x_i^1, x_i^2, \dots, x_i^{10}]$, corresponds to a target variable, y_i (see Table 4).

Table 4

Features for train ML model

Time	Features										Target
T	X^1	X^2	X^3	X^4	X^5	X^6	X^7	X^8	X^9	X^{10}	Y
t_1	x_1^1	x_1^2	x_1^3	x_1^4	x_1^5	x_1^6	x_1^7	x_1^8	x_1^9	x_1^{10}	y_1
t_2	x_2^1	x_2^2	x_2^3	x_2^4	x_2^5	x_2^6	x_2^7	x_2^8	x_2^9	x_2^{10}	y_2
$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$
t_N	x_N^1	x_N^2	x_N^3	x_N^4	x_N^5	x_N^6	x_N^7	x_N^8	x_N^9	x_N^{10}	y_N

For training, 70 % of all dataset were randomly selected and then the ADASYN algorithm was applied. The remaining 30 % were used as a testing dataset (Fig. 3). Following the execution of 10 iterations of each model, trained on disparate training data generated by the bootstrap method, it was ascertained that the RFC model demonstrated the most optimal result for the F1-score metrics of the predicting target values 83.4 ± 7.6 % (Table 3). The model RFC demonstrated the most favourable outcomes in terms of a Precision rate of 82.9 ± 13 %. The other models showed lower F1-score and Precision metric. The findings of the neural network model demonstrated outcomes that closely approximated those of the RF model, exhibiting an F1 score of 81.7 ± 3.9 %. However, the Precision of the latter is 10 % lower. The model GBC exhibited the most deficient outcomes with regard to Precision (70 ± 14.9 %) and the F1-score (74.3 ± 10.7 %). Concurrently, this model demonstrated the highest of the recall 98.2 ± 1 %. All results obtained are summarized in Table 5.

Table 5

Model prediction accuracy comparison for class “1”

Type of model	Precision		Recall		F1-score	
	Mean	STD	Mean	STD	Mean	STD
ANN	0.729	0.063	0.937	0.045	0.817	0.039
RFC	0.829	0.13	0.853	0.045	0.834	0.076
GBC	0.7	0.149	0.982	0.01	0.743	0.107

It should be noted that F1-score for the RFC model is higher than for other models. Based on this, it can be concluded that the RFC model is more effective for solving the problem of predicting the period of time of wash-outs.

Furthermore, an analysis of the training results of three ML models resulted in the creation of a confusion matrix (Fig. 7). As is evident, the ANN model is more prone to a type I error or a false-positive classification outcome, while RFC model, in contrast, is more susceptible to a type II error or a false-negative outcome. The GBC model was more balanced, but it was less accurate in terms of the Precision and F1-score metrics.

3.3. Relative importance of features used

A salient aspect of the ML models pertains to the capacity to ascertain the significance of the features employed for learning purposes. That is to say, the features that exert the most substantial influence on the model's outcome. This is of particular significance in the context of understanding and predicting natural phenomena, such as wash-outs. In earlier research [38], visual and correlation analysis indicated that significant wave height and wave direction are among the most salient features in the given problem. Following a thorough examination of the input data pertaining to both the RFC and GBC models, it has been determined that sea level and wave direction are, in fact, pivotal features (see Fig. 8). It is also important to note the steepness. In the RFC model, this parameter was assigned a ranking of fourth in terms of importance. For the GBC model, it was assigned a ranking of second. The significance of this parameter has previously been confirmed only experimentally. Con-

trary to expectations, wind speed (U and V component) in the open-sea area appeared to be much less important for the wash-out formation. This suggests that meteorological open-sea environmental parameters are necessary but not sufficient conditions.

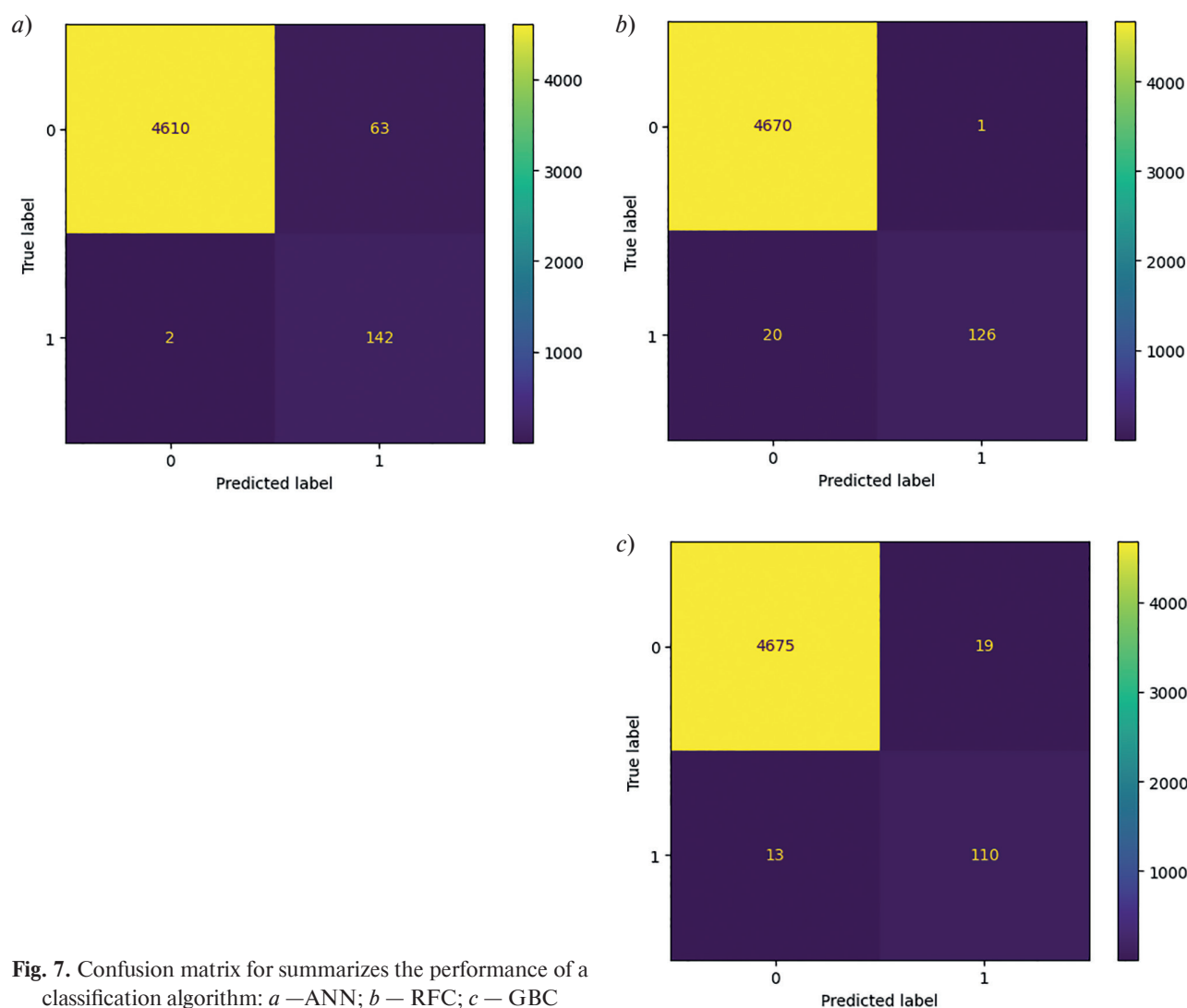


Fig. 7. Confusion matrix for summarizes the performance of a classification algorithm: a — ANN; b — RFC; c — GBC

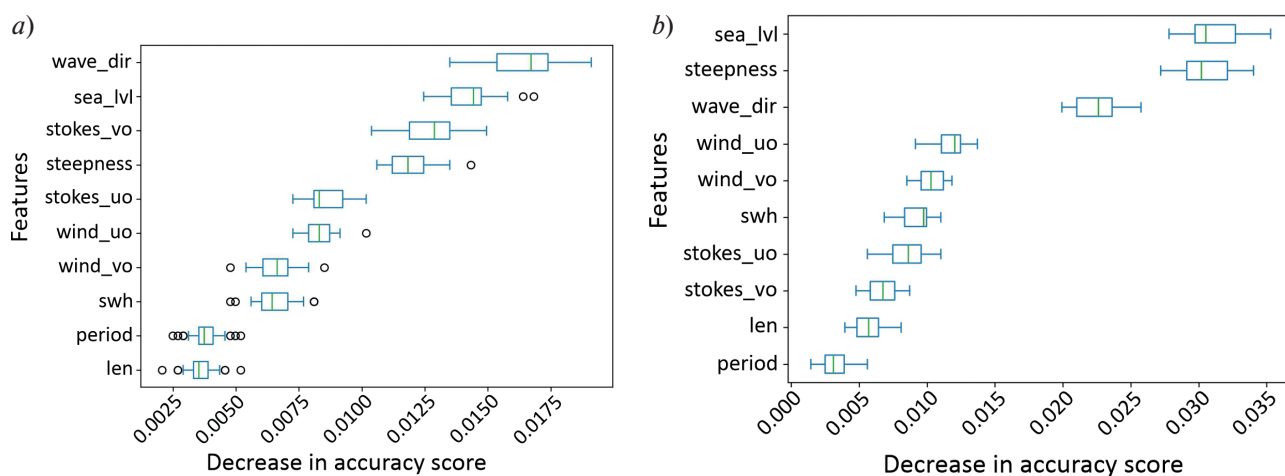


Fig. 8. Permutation importance of the features for: a — RFC model; b — GBC — model

4. Discussion

The models used in this work have different architectures. Each model has its own hyperparameters, whose values are set before running the training process. Therefore, finding the optimal hyperparameters based on the input data increases the efficiency of the model prediction [60]. ANN models have several advantages over other ML models: (i) these are self-learning models, the operation of which practically does not require the user intervention; (ii) they have universal approximators that allow approximating any continuous function with acceptable accuracy; (iii) they are non-linear models, which makes it possible to effectively solve classification problems even in the absence of linear separability of classes. The main difference of GBC from RFC is that simple models fit the data sequentially, i. e., each next model will correct the errors of the previous one. The result of the GBC is the weighted average sum of the results of the models. It is imperative to ascertain the optimal values for all parameters. For instance, a deeper tree has been shown to yield favourable outcomes and to accumulate a substantial amount of information regarding the training data. However, its generalization ability to test data is often limited. This is also known as overfitting the model.

Predicting the wash-out on beaches is an important and difficult task. Approaches used to solve it can be very different. For example, predicting the location of accumulation of marine litter on the beach was carried out by Haar et. al based on the geomorphological features of the coastal line [61]. They suggested a parsimonious model scoring sites on a scale of 1–5 based on the shore slope and shape. ML models were also used for this task. Significant progress has been made by Kaandorp et.al who used a random forest regression model to show which environmental variables play an important role in the process of stranding and to study the variability in the concentration of marine litter [62]. In particular, tidal phenomena were shown to be one of the most important parameters. Also in the top 10 parameters was the currents direction. This parameter was used in this study, but its role was not significant for the GBC and the RFC models. Another approach, based on Bayesian networks to predict the accumulation of marine litter on several beaches, was proposed for the southeast shore of the Bay of Biscay [15]. The resulting model achieved an average prediction accuracy of 65.3 ± 6.4 %. It was noted that river runoff, precipitation, wind and waves are the most significant predictors and likely factors for the accumulation of marine litter on the beaches in that area. The results obtained in the present study demonstrate some agreement with those of previous studies. It was recognised that waves and sea level were the most significant factors in the formation of wash-outs. During the period of fade of a storm, the surge effect naturally diminishes, causing sea levels to fall.

In contrast to previous investigations, we aimed at studying wash-outs of marine litter together with biota (algae, wooden sticks, etc.). Numerous observations in the study area show that large amount of anthropogenic litter (more than 70 % is plastic) is contained in the beached patches of natural organic material. The level of contamination with objects (> 1 cm) of anthropogenic origin in large patches of general marine litter is up to two orders of magnitude larger than that observed in areas outside these patches [32, 33]. Massive wash-outs of algae on the beach have also been previously studied in the Mediterranean Sea [30] and the coast of Australia [31]. However, evaluations of the content of marine litter in them have not been made and require additional research in these regions. Using reanalysis data as input parameters in this study is necessary, as there are currently no numerical models that can accurately reproduce the physical processes occurring in the coastal zone during storm events. This study has two potential limitations: the lack of reliable reanalysis data near the shore and the lack of information on the bottom topography. Wave parameters were collected at the outer boundary of the coastal zone in this study. These parameters are a key factor in determining the hydrodynamic processes within the zone. Therefore, wind wave data were collected offshore. Several studies confirm the interaction between the open sea and the coastal zone [63, 64]. Therefore, the results of this study further confirm that the physical processes occurring in the coastal zone that directly influence marine litter wash-outs can be statistically captured by ML models. Nevertheless, the physical processes themselves were not described.

One of the main problems for ML models of environmental processes is the need for relatively large and consistent datasets. For this study, a larger number of observed cases of beaching would also be desirable, allowing for better prediction accuracies of the examined models. However, even on a continuous time series of 22 months, the number of wash-outs was not especially high in the study area. Increasing the study area could lead to increased model accuracy due to a larger number of observed wash-outs. But even with limited observation data, an important outcome of the performed analysis is the evaluation of the importance of the chosen variables (feature description) for the models.

Another problem with ML models is the range of input parameters used for training. In this study, a 22-month time series was used, covering the full seasonal cycle (autumn and winter storms accompanied by high sea levels, and spring and summer with predominantly calm weather conditions). However, not all possible extreme values were considered. If a value outside this range is received, the model's forecast will be considered unreliable. To avoid this, additional training runs are required.

The models presented in this study have been trained to predict washout periods only within the study area. For increasing the geographic prediction accuracy, the most promising step could be the application of the model with multi-class classification. The division of the study area into more classes would increase the geographical accuracy of predicting. However, much more target data is needed for multiclass classification, providing enough observational data for each class. Regular monitoring of even a small study area is very costly and requires a lot of human resources. One possible solution is to install additional autonomous cameras. However, this would be time-consuming due to the need to service these cameras and analyze the images. A potential alternative solution to this problem is to use volunteers and citizen science initiatives. This method of data collection is actively used in various regions [65]. Also, for multiclass classification, more measurement points of features along the study area should be taken. This will inevitably lead to an increase in the number of features, which means that it will be necessary to make an additional selection of relevant features.

Applying the trained models in this study to other locations is also not straightforward. Various data sources, as well as various conditions in a particular region, do not allow unifying the necessary and sufficient parameters to create a single universal system of predicting. Adding the ability to predict both time and location will be a step forward to create a single model for different regions.

5. Conclusions

The results obtained in this work show the complexity of predicting of the phenomenon of marine litter wash-out onto the sea shore. It is evident from the findings that all three models demonstrated satisfactory results, with a prediction accuracy rating of over 74 %, as determined by the F1 score metric. It is demonstrated experimentally that optimal for the considered phenomenon is the RFC model. The features that are most significant in training are highlighted, namely, sea level, wave direction and steepness.

The ANN and the RFC models showed similar efficiency results. The RFC model wins in learning rate speed and interpretability. Still, a more flexible ANN model is proposed for further use. Based on the ANN model, it is recommended to build a software package for the operational predicting the wash-outs of the marine litter. Introduction of such a kit should help the municipal authorities to respond as quickly as possible and remove marine litter from the beach.

Conflict of interests

The authors declare no conflict of interests

Funding

The research was funded by the Russian Science Foundation (grant No. 24-17-00099, <https://rscf.ru/project/24-17-00099/>).

References

1. Najafzadeh M, Basirian S, Li Z. Vulnerability of the rip current phenomenon in marine environments using machine learning models. *Results in Engineering*. 2024;21:101704. <https://doi.org/10.1016/j.rineng.2023.101704>
2. Paul A, Maheswaran PA, Satheesan K, Kottayil A, Harikrishnan M. A comparative assessment of different machine learning algorithms for estimating near realistic salinity in the North Indian Ocean. *Ocean Modelling*. 2025;197:102561. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2025.102561>
3. Solomatine DP, Siek MB. Modular learning models in forecasting natural phenomena. *Neural Networks*. 2006;19(2):215–224. <https://doi.org/10.1016/j.neunet.2006.01.008>
4. Xu G, Xie W, Lin X, et al. Detection of three-dimensional structures of oceanic eddies using artificial intelligence. *Ocean Modelling*. 2024;190:102385. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2024.102385>
5. Berenjkoub M, Chen G, Günther T. Vortex boundary identification using convolutional neural network. In: *2020 IEEE Visualization Conference (VIS)*. 2020 Oct 25–30; Salt Lake City, UT, USA. p. 261–265. <https://doi.org/10.1109/VIS47514.2020.00059>
6. Krinitskiy M, Verezemskaya P, Elizarov S, Gulev S. Machine learning methods for the detection of polar lows in satellite mosaics: major issues and their solutions. *arXiv*. Preprint posted online 2020 Nov 9. arXiv:2011.04811. <http://arxiv.org/abs/2011.04811> (Accessed 08.07.2023).
7. Kuma P, Bender FAM, Schuddeboom A, McDonald AJ, Seland Ø. Machine learning of cloud types in satellite observations and climate models. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2023;23(1):523–549. <https://doi.org/10.5194/acp-23-523-2023>
8. Liu H, Sun W, Yan S. Cloud type recognition using artificial intelligence of things. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2019. GC43D-1356.

9. Mommert M. Cloud identification from all-sky camera data with machine learning. *The Astronomical Journal*. 2020;159(4):178. <https://doi.org/10.3847/1538-3881/ab744f>
10. Bouzegag C, Bouzid-Lagha S, Djelal N. Forecasting the upwelling phenomenon using an artificial neural network. *Polish Journal of Soil Science*. 2020;53(2):245–259. <https://doi.org/10.17951/pjss.2020.53.2.245-259>
11. Litta AJ, Mary Idicula S, Mohanty UC. Artificial neural network model in prediction of meteorological parameters during premonsoon thunderstorms. *International Journal of Atmospheric Sciences*. 2013;2013:1–14. <https://doi.org/10.1155/2013/525383>
12. United Nations Environment Programme (UNEP). Comprehensive assessment on marine litter and plastic pollution confirms need for urgent global action. Published online 2021.
13. Onink V, Jongedijk CE, Hoffman MJ, Van Seville E, Laufkötter C. Global simulations of marine plastic transport show plastic trapping in coastal zones. *Environmental Research Letters*. 2021;16(6):064053. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abecbd>
14. Rosas E, Martins F, Janeiro J. Marine litter on the coast of the Algarve: main sources and distribution using a modeling approach. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021;9(4):412. <https://doi.org/10.3390/jmse9040412>
15. Granado I, Basurko OC, Rubio A, et al. Beach litter forecasting on the south-eastern coast of the Bay of Biscay: a Bayesian networks approach. *Continental Shelf Research*. 2019;180:14–23. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.04.016>
16. Haseler M, Balciunas A, Hauk R, et al. Marine litter pollution in Baltic Sea beaches — application of the sand rake method. *Frontiers in Environmental Science*. 2020;8:238. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.599978>
17. Prevenios M, Zeri C, Tsangaris C, Liubartseva S, Fakiris E, Papatheodorou G. Beach litter dynamics on Mediterranean coasts: distinguishing sources and pathways. *Marine Pollution Bulletin*. 2018;129(2):448–457. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.10.0013>
18. Escobar-Sánchez G, Haseler M, Oppelt N, Schernewski G. Efficiency of aerial drones for macrolitter monitoring on Baltic Sea beaches. *Frontiers in Environmental Science*. 2021;8:560237. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.560237>
19. Franceschini S, Mattei F, D'Andrea L, et al. Rummaging through the bin: modelling marine litter distribution using artificial neural networks. *Marine Pollution Bulletin*. 2019;149:110580. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110580>
20. Marin I, Mladenović S, Gotovac S, Zaharija G. Deep-feature-based approach to marine debris classification. *Applied Sciences*. 2021;11(12):5644. <https://doi.org/10.3390/app11125644>
21. Scarrica VM, Aucelli PPC, Cagnazzo C, et al. A novel beach litter analysis system based on UAV images and convolutional neural networks. *Ecological Informatics*. 2022;72:101875. <https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2022.101875>
22. Kaandorp MLA, Ypma SL, Boonstra M, Dijkstra HA, Van Seville E. Using machine learning and beach cleanup data to explain litter quantities along the Dutch North Sea coast. *Ocean Science*. 2022;18(1):269–293. <https://doi.org/10.5194/os-18-269-2022>
23. Corbau C, Buoninsegni J, Olivo E, Vaccaro C, Nardin W, Simeoni U. Understanding through drone image analysis the interactions between geomorphology, vegetation and marine debris along a sandy spit. *Marine Pollution Bulletin*. 2023;187:114515. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.114515>
24. Garcia-Garin O, Monleón-Getino T, López-Brosa P, et al. Automatic detection and quantification of floating marine macro-litter in aerial images: introducing a novel deep learning approach connected to a web application in R. *Environmental Pollution*. 2021;273:116490. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.116490>
25. Zaaboub N, Guebsi R, Chaouachi RS, et al. Using unmanned aerial vehicles (UAVs) and machine learning techniques for the assessment of Posidonia debris and marine (plastic) litter on coastal ecosystems. *Regional Studies in Marine Science*. 2023;67:103185. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.103185>
26. Domnin D, Chubarenko B, Grave A. Baseline assessment of beach cast appearance in the South-Eastern Baltic by video monitoring at a pilot site in the Kaliningrad Oblast (Russia). *Marine Pollution Bulletin*. 2021;173:112994. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112994>
27. Franzén D, Infantes E, Gröndahl F. Beach-cast as biofertiliser in the Baltic Sea region: potential limitations due to cadmium content. *Ocean & Coastal Management*. 2019;169:20–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.11.015>
28. Isachenko I, Esiukova E, Chubarenko I. Beach-cast appearance on the tide-less sea shore: parameters of favoring surface waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2023;281:108219. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108219>
29. Ruju A, Buosi C, Coco G, et al. Ecosystem services of reed and seagrass debris on an urban Mediterranean beach (Poetto, Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2022;271:107862. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107862>
30. Gómez-Pujol L, Orfila A, Álvarez-Ellacuría A, Terrados J, Tintoré J. Posidonia oceanica beach-cast litter in Mediterranean beaches: a coastal videomonitoring study. *Journal of Coastal Research*. 2013;65(sp2):1768–1773. <https://doi.org/10.2112/SI65-299.1>
31. Pattiaratchi C, Wijeratne S. Seagrass wrack and coastal structures: lessons from South-Western Australia. Published online 2019. https://doi.org/10.18451/978-3-939230-64-9_062

32. Fetisov S, Esiukova E, Lobchuk O, Chubarenko I. Abundance and mass of plastic litter on sandy shore: contribution of stormy events. *Marine Pollution Bulletin*. 2024;207:116911. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2024.116911>
33. Von Thenen M, Von Loh M, Robbe E, et al. Beach wrack on Baltic and Mediterranean Sea beaches: litter pollution and management perspectives. *Estuaries and Coasts*. 2025;48(3):61. <https://doi.org/10.1007/s12237-025-01497-1>
34. Fetisov S, Chubarenko I. Marine litter stormy wash-outs: developing the neural network to predict them. *Pollutants*. 2021;1(3):156–168. <https://doi.org/10.3390/pollutants1030013>
35. Chubarenko B, Woelfel J, Hofmann J, et al. Converting beach wrack into a resource as a challenge for the Baltic Sea (an overview). *Ocean & Coastal Management*. 2021;200:105413. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105413>
36. Esiukova E. Plastic pollution on the Baltic beaches of Kaliningrad region, Russia. *Marine Pollution Bulletin*. 2017;114(2):1072–1080. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.10.001>
37. Esiukova EE, Lobchuk OI, Volodina AA, Chubarenko IP. Marine macrophytes retain microplastics. *Marine Pollution Bulletin*. 2021;171:112738. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112738>
38. Fetisov SV, Chubarenko IP, Esiukova EE. Analysis of the meteorological and hydrophysical factors of massive wash-outs of marine litter to the shore of Sambian Peninsula (The Baltic Sea). In: Chaplina T, editor. *Processes in GeoMedia — Volume V*. Cham: Springer International Publishing; 2022. p. 145–156. https://doi.org/10.1007/978-3-030-85851-3_17
39. Bučas M, Daunys D, Olenin S. Overgrowth patterns of the red algae *Furcellaria lumbricalis* at an exposed Baltic Sea coast: the results of a remote underwater video data analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007;75(3):308–316. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.04.038>
40. Alsina JM, Jongedijk CE, Van Sebille E. Laboratory measurements of the wave-induced motion of plastic particles: influence of wave period, plastic size and plastic density. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020;125(12):e2020JC016294. <https://doi.org/10.1029/2020JC016294>
41. Pärn O, Davulienė L, Macias Moy D, Vahter K, Stips A, Torsvik T. Effects of Eulerian current, Stokes drift and wind while simulating surface drifter trajectories in the Baltic Sea. *Oceanologia*. 2023;65(3):453–465. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2023.02.001>
42. Li H, Feng X, Ni X, Feng W. Beaching process of floating marine debris associated with the evolution of the nearshore wave. *Marine Pollution Bulletin*. 2023;197:115695. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2023.115695>
43. European Union — Copernicus Marine Service. Global ocean hourly sea surface wind and stress from scatterometer and model. Published online 2022. <https://doi.org/10.48670/MOI-00305>
44. European Union — Copernicus Marine Service. Baltic Sea wave analysis and forecast. Published online 2020. <https://doi.org/10.48670/MOI-00011>
45. European Union — Copernicus Marine Service. Baltic Sea physics analysis and forecast. Published online 2020. <https://doi.org/10.48670/MOI-00010>
46. Lee C. Calculating water wavelength using dispersion relation and approximation. *Undergraduate Journal of Mathematical Modeling: One + Two*. 2019;9(2). <https://doi.org/10.5038/2326-3652.9.2.4902>
47. Nguyen DT, Ngo TPN, Lou Z, Klar M, Beggel L, Brox T. Robust learning under label noise with iterative noise-filtering. *arXiv*. Preprint posted online 2019. <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1906.00216>
48. Wang Z, Huang Y, Zhang Y, Jia G, Chambers J. An improved Kalman filter with adaptive estimate of latency probability. *IEEE Transactions on Circuits and Systems II: Express Briefs*. 2020;67(10):2259–2263. <https://doi.org/10.1109/TCSII.2019.2952090>
49. Ali SA, Ahmad A. Forecasting MSW generation using artificial neural network time series model: a study from metropolitan city. *SN Applied Sciences*. 2019;1(11):1338. <https://doi.org/10.1007/s42452-019-1382-7>
50. Singh D, Satija A. Prediction of municipal solid waste generation for optimum planning and management with artificial neural network — case study: Faridabad City in Haryana State (India). *International Journal of System Assurance Engineering and Management*. 2018;9(1):91–97. <https://doi.org/10.1007/s13198-016-0484-5>
51. Biau G, Scornet E. A random forest guided tour. *TEST*. 2016;25(2):197–227. <https://doi.org/10.1007/s11749-016-0481-7>
52. Scornet E, Biau G, Vert JP. Consistency of random forests. *The Annals of Statistics*. 2015;43(4). <https://doi.org/10.1214/15-AOS1321>
53. Liu Y, Wu S, Wu Z, Zhou S. Application of gradient boosting machine in satellite-derived bathymetry using Sentinel-2 data for accurate water depth estimation in coastal environments. *Journal of Sea Research*. 2024;201:102538. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2024.102538>
54. Chen Z, Wu Q, Han S, Zhang J, Yang P, Liu X. A study on geological structure prediction based on random forest method. *Artificial Intelligence in Geosciences*. 2022;3:226–236. <https://doi.org/10.1016/j.aiig.2023.01.004>
55. Theerthagiri P. Predictive analysis of cardiovascular disease using gradient boosting based learning and recursive feature elimination technique. *Intelligent Systems with Applications*. 2022;16:200121. <https://doi.org/10.1016/j.iswa.2022.200121>
56. Kingma DP, Ba J. Adam: a method for stochastic optimization. *arXiv*. Preprint posted online 2014. <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1412.6980>

57. Pedregosa F, Varoquaux G, Gramfort A, et al. Scikit-learn: machine learning in Python. *Journal of Machine Learning Research*. 2011;12(85):2825–2830.
58. Haibo He, Yang Bai, Garcia EA, Shutao Li. ADASYN: adaptive synthetic sampling approach for imbalanced learning. In: *2008 IEEE International Joint Conference on Neural Networks (IEEE World Congress on Computational Intelligence)*. Piscataway, NJ: IEEE; 2008. p. 1322–1328. <https://doi.org/10.1109/IJCNN.2008.4633969>
59. Afshan N, Mushtaq Z, Alamri FS, Qureshi MF, Khan NA, Siddique I. Efficient thyroid disorder identification with weighted voting ensemble of super learners by using adaptive synthetic sampling technique. *AIMS Mathematics*. 2023;8(10):24274–24309. <https://doi.org/10.3934/math.20231238>
60. Walker S, Khan W, Katic K, Maassen W, Zeiler W. Accuracy of different machine learning algorithms and added-value of predicting aggregated-level energy performance of commercial buildings. *Energy and Buildings*. 2020;209:109705. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2019.109705>
61. Haarr ML, Westerveld L, Fabres J, Iversen KR, Busch KET. A novel GIS-based tool for predicting coastal litter accumulation and optimising coastal cleanup actions. *Marine Pollution Bulletin*. 2019;139:117–126. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.12.025>
62. Kaandorp MLA, Ypma SL, Boonstra M, Dijkstra HA, Van Sebille E. Using machine learning and beach cleanup data to explain litter quantities along the Dutch North Sea coast. *Ocean Science*. 2022;18(1):269–293. <https://doi.org/10.5194/os-18-269-2022>
63. Soomere T. Climate change and coastal processes in the Baltic Sea. In: *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Oxford: Oxford University Press; 2024. <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.897>
64. Eelsalu M, Soomere T, Parnell K, Viška M. Attribution of alterations in coastal processes in the southern and eastern Baltic Sea to climate change-driven modifications of coastal drivers. *Oceanologia*. 2025;67(1). <https://doi.org/10.5697/LXTZ5389>
65. Haarr ML, Pantalos M, Hartviksen MK, Gressetvold M. Citizen science data indicate a reduction in beach litter in the Lofoten archipelago in the Norwegian Sea. *Marine Pollution Bulletin*. 2020;153:111000. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111000>

About the Authors

Sergei V. FETISOV, Researcher, The Atlantic Branch of the IO RAS, ORCID: 0000-0002-6471-3646, Scopus AuthorID: 57441112400, WoS ResearcherID: AAA-7600-2022, SPIN-код (РИНЦ): 9106-4324, email: fetisov.sv@atlantic.ocean.ru

Irina P. CHUBARENKO, Head Researcher, The Atlantic Branch of the IO RAS, ORCID: 0000-0003-3876-3022, Scopus AuthorID: 6603327296, WoS ResearcherID: I-7423-2017, SPIN-код (РИНЦ): 7781-0043, email: irina_chubarenko@mail.ru

К 90-летию Геннадия Степановича Малышкина

26 февраля 2026 г. исполняется 90 лет со дня рождения доктора технических наук, профессора Геннадия Степановича Малышкина.

Г.С. Малышкин является основоположником и бессменным лидером научного направления в отечественной гидроакустике, связанного с разработкой методов и алгоритмов адаптивной пространственной обработки информации с выхода антенных решеток.

В 1960 году Геннадий Степанович с отличием закончил Ленинградский кораблестроительный институт (ЛКИ). В 1965 г., будучи аспирантом ЛКИ, защитил кандидатскую диссертацию. С 1965 по 1969 гг. работал ассистентом в ЛКИ. В 1969 г. Г.С. Малышкина пригласили на работу в 14-й НИИ Военно-Морского Флота.

В это время в стране началось создание гидроакустических комплексов подводных лодок, отличающихся от существовавших в то время гидроакустических станций значительно большим энергетическим потенциалом и соответственно большей дальностью обнаружения подводных и надводных целей. В связи с этим остро встала проблема обнаружения малошумных целей в условиях большого числа мешающих сильно шумящих целей. Было известно, что основным путем решения этой проблемы является разработка адаптивных алгоритмов пространственной обработки информации на выходе многоэлементных антенных решеток. Г.С. Малышкин был первым в нашей стране, кто занялся этим важным научным направлением. Еще в начале 1970-х гг. по его инициативе был проведен цикл экспериментальных исследований влияния характеристик антенн и их размещения на носителе на эффективность адаптивных алгоритмов. Результаты этих исследований показали, что применительно к задачам гидроакустики теория и практика построения адаптивных алгоритмов должны строиться на основе моделей мешающих сигналов в условиях многолучевого распространения с рассеянием, что послужило основой дальнейших исследований в этом направлении.

В 1984 г. он успешно защитил докторскую диссертацию, в которой представил новый подход к проектированию гидроакустических комплексов и привел разработанные им адаптивные алгоритмы подавления локальных помех (так называемые алгоритмы компенсационного типа по выходу сформированных пространственных каналов). В 1991 г. ему присвоили ученое звание профессора.

В 1980-е гг. Г.С. Малышкин наряду с научной работой читает курс лекций по оптимальной и адаптивной обработке гидроакустической информации в Институте повышения квалификации работников Минсудпрома. Этот курс прослушали многие специалисты-гидроакустики из различных организаций Минсудпрома и ВМФ. Для некоторых из них они стали толчком для начала научной деятельности в новом направлении.

С 1987-го по 1994 гг. Г.С. Малышкин работал в ЦНИИ «Гидроприбор», где создал системы самонаведения торпед. С 1994 г. он трудится в ГосНИИ прикладных проблем. В 2006 г. его приглашают на работу в ЦНИИ «Электроприбор» во вновь созданное подразделение гидроакустики, где, кроме занятия научной работой, он обучает своих молодых коллег премудростям гидроакустики.

Под его руководством в 2012–2013 гг. выполнена НИР, в которой разработано новое поколение алгоритмов пространственной обработки гидроакустических сигналов, получивших авторское название «быстрых проекционных алгоритмов». Разработанные алгоритмы успешно внедряются в разрабатываемую гидроакустическую технику.

В 2009–2011 гг. из печати вышла двухтомная монография Г.С. Малышкина «Оптимальные и адаптивные методы обработки гидроакустических сигналов». Монография содержит широкий круг взаимосвязанных вопросов, относящихся к методам анализа и синтеза приемных трактов гидроакустических систем. В 2022 г. монография пополнилась 3-м томом «Классические и быстрые проекционные адаптивные алгоритмы в гидроакустике».

Отличительной особенностью монографии, выделяющей ее из книг по гидроакустике, является то, что автор показывает, как сложные физические модели распространения гидроакустического сигнала в реальном волноводе превращаются в математические модели, которые, в свою очередь, становятся основой для синтеза оптимальных и адаптивных алгоритмов обработки информации в приемных трактах гидроакустических систем.

В настоящее время Г.С. Малышкин работает над практической реализацией новых методов адаптивной пространственной обработки сигналов, описанных в последнем томе его монографии.

Дорогой Геннадий Степанович, мы, Ваши ученики и коллеги, поздравляем Вас с юбилеем и желаем Вам доброго здоровья, новых творческих успехов и семейного благополучия.

