

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

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

**ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ
И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА**

ТОМ 18, № 2
2025

**FUNDAMENTAL
AND APPLIED HYDROPHYSICS**

VOL. 18, No. 2
2025

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 18 № 2 2025

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 28.06.2025 г. Дата выпуска в свет 30.06.2025 г. Формат 60 × 84¹/₈.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 18,83. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 3206.

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. 18 No. 2 2025

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*

Chief Editor

Corresponding Member of RAS

Anatoly A. Rodionov

Certificate of registration of the journal in the form of printed media ПИ № ФС77-69420 of 14.04.2017
Certificate of registration of the journal in the form of online media Series Эл № ФС77-83580 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: 28.06.2025. Issued: 30.06.2025. Format: 60 × 84¹/₈.

Digital printing. Printed sheets: 18.83. Circulation: 50 pcs. Order No. 3206.

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

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

- Бухарев А.А., Булгаков К.Ю. Сравнение методов параметризации турбулентности
в модели верхнего слоя океана 8

Гидрофизические и биогеохимические поля и процессы

- Иванов В.В., Даньшина А.В., Смирнов А.В. Пространственно-временная структура и изменчивость
термохалинных параметров в промежуточном слое вод к северу от архипелага
Северная Земля 19
- Максимовская Т.М., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Егорова Е.С., Моисеев Д.В. Изменчивость
характеристик полярной фронтальной зоны в северо-западной части Баренцева моря
по данным контактных наблюдений с 2017 по 2023 гг. (на англ. яз.) 41

Взаимодействие морских объектов, океана и атмосферы

- Аншаков А.С. Гибридное моделирование изменений участка береговой линии
Геленджикской бухты в связи со строительством яхтенного порта (на англ. яз.) 58
- Хазанов Г.Е., Ермаков С.А. Численное моделирование динамики плавучей полиэтиленовой
пленки в поле поверхностных волн 68

Гидроакустика

- Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. О повышении эффективности пространственной обработки
тональных акустических сигналов в океанических волноводах
с ветровым волнением 83
- 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 96
- Малышкин Г.С. Обнаружение и оценка параметров слабых сигналов в условиях рассеянного локального
маскирующего воздействия 111

Техническая гидрофизика

- Родионов В.А., Калинов М.И., Говорухин В.П. Возможности и перспективы мониторинга морской
обстановки на Севморпути космическими средствами дистанционного
зондирования Земли 123
- Кондратьев С.А., Голосов С.Д., Зверев И.С., Расулова А.М. Дистанционная оценка глубины водоемов
по дате начала ледостава с использованием гидрофизической модели 137
- Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В. Исследование зависимости характеристик лидарного
эхо-сигнала от протяженности трассы зондирования 151

Хроника

- Памяти Гольдина Ю.А. 162

CONTENTS

Fundamental issues of hydrophysics

- Bukharev A.A., Bulgakov K. Yu.* Comparison of turbulence parameterization methods in an upper ocean layer model 8

Hydrophysical and biogeochemical fields and processes

- Ivanov V.V., Danshina A.V., Smirnov A.V.* Spatiotemporal structure and variability of thermohaline parameters in the intermediate water layer north of the Severnaya Zemlya Archipelago 19
- Maksimovskaya T.M., Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Konik A.A., Egorova E.S., Moiseev D.V.* Variability of the Polar Front characteristics in the Northwestern Barents Sea based on in-situ observations from 2017 to 2023 41

Interaction of marine objects, ocean and atmosphere

- Anshakov A.S.* Hybrid modeling of changes in the Gelendzhik Bay coastline due to the construction of a marina 58
- Khazanov G.E., Ermakov S.A.* Numerical modeling of a floating polyethylene film dynamics in the field of surface waves 68

Hydroacoustic

- Raevskii M.A., Burdukovskaya V.G.* On Improving the efficiency of spatial processing of tonal acoustic signals in oceanic waveguides with wind waves 83
- Drachenko V.N., Kuznetsov G.N., Mikhnyuk A.N.* 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 96
- Malyshkin G.S.* Detection and parameter estimation of weak signals in conditions of scattered local masking impact 111

Technical hydrophysics

- Rodionov V.A., Kalinov M.I., Govorukhin V.P.* Opportunities and prospects for monitoring the marine environment on the Northern Sea Route by space means of remote sensing of the Earth 123
- Kondratyev S.A., Golosov S.D., Zverev I.S., Rasulova A.M.* Remote estimation of water body depth based on the date of the beginning of ice formation using a hydrophysical model 137
- Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V.* Investigation of the dependence of lidar echo signal characteristics on the length of the sounding path 151

Chronicles

- To the memory of Yuri A. Goldin 162



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-1
EDN AJTHIU

УДК 551.465.152

© А. А. Бухарев^{1*}, К. Ю. Булгаков², 2025

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, 192007, г. Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79

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

*anton.bukharev@gmail.com

Сравнение методов параметризации турбулентности в модели верхнего слоя океана

Статья поступила в редакцию 23.01.2025, после доработки 23.04.2025, принята в печать 15.06.2025

Аннотация

При моделировании процессов в океане неизбежно встает вопрос об описании турбулентного обмена. На сегодняшний день существует множество способов задания параметризации турбулентности в верхнем слое океана. Рассматриваются наиболее распространенные и утвердившиеся методы замыкания уравнений гидродинамики через введение кинетической энергии турбулентности и турбулентного пути смешения, и приводится формулировка модели общей циркуляции океана. Проведен ряд экспериментов, в каждом из которых использовались разные комбинации уравнений для параметризации турбулентности, в которых также использовались данные реанализа The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis и HYCOM + NCOM Global 1/12° Reanalysis для описания адвективных слагаемых в уравнениях для скалярных величин. Сравнение модельных данных проводилось с данными наблюдений, полученными с автоматических морских станций Тихоокеанской морской лаборатории окружающей среды. Показано, что использование более сложных форм записи уравнения кинетической энергии турбулентности, а также дополнительных уравнений для расчета турбулентного пути смешения не приводит к однозначному улучшению результатов. Также показано, что одни и те же комбинации уравнений, могут давать противоположные, с точки зрения качества, результаты.

Ключевые слова: параметризация турбулентности, коэффициент турбулентности, математическое моделирование, верхний слой океана

© А. А. Bukharev^{1*}, К. Yu. Bulgakov², 2025

¹Russian State Hydrometeorological University, 79 Voronezhskaya Str., St Petersburg, 192007, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia

*anton.bukharev@gmail.com

Comparison of Turbulence Parameterization Methods in an Upper Ocean Layer Model

Received 23.01.2025, Revised 23.04.2025, Accepted 15.06.2025

Abstract

When modeling processes in the ocean, the issue of describing turbulent exchange inevitably arises. Today, there are numerous methods for parameterizing turbulence in the upper layer of the ocean. The most common and established closure methods for hydrodynamic equations are considered by introducing turbulent kinetic energy and turbulent mixing length, and a formulation

Ссылка для цитирования: Бухарев А.А., Булгаков К.Ю. Сравнение методов параметризации турбулентности в модели верхнего слоя океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 8–18.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-1) EDN AJTHIU

For citation: Bukharev A.A., Bulgakov K.Yu. Comparison of Turbulence Parameterization Methods in an Upper Ocean Layer Model. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):8–18. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-1)

of the ocean general circulation model is provided. A series of experiments were conducted, each using different combinations of equations for turbulence parameterization, which also utilized data from The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLO-RYS12 Reanalysis and HYCOM + NCODA Global 1/12° Reanalysis to describe the advective components of scalar quantities. The comparison of model data was made with observational data obtained from automatic marine stations of the Pacific Marine Environmental Laboratory. It is shown that using more complex forms of the turbulent kinetic energy equation, as well as additional equations for calculating the turbulent mixing length, does not lead to unambiguous improvements in results. It is also shown that the same combinations of equations can yield opposite results in terms of quality.

Keywords: turbulence parameterization, turbulence coefficient, mathematical modeling, upper ocean layer

1. Введение

В океане повсеместно существуют мелкомасштабные турбулентные движения, которые, несмотря на их относительно малую энергоёмкость, играют важную роль в геофизических процессах, например, сток энергии для волновых движений более крупных масштабов. При проведении исследований, включающих в себя работу с моделями океана, необходимо так или иначе описывать это турбулентное перемешивание. При этом зачастую выбирается какой-то один метод реализации схемы турбулентного перемешивания [1], в то время как одна и та же схема может демонстрировать различные результаты из-за математической реализации конкретной модели [2] или незначительных модификаций [3].

Кроме того, выбор той или иной схемы может быть затруднен дополнительными усилиями необходимыми для ее имплементации и настройки, в то время как результат нельзя предсказать однозначно.

Схемы параметризации, применяемые современными моделями циркуляции океана, можно разделить на три группы: схемы интегрального перемешанного слоя, К-схемы, и ТКЕ-схемы. В этих группах существует несколько десятков отдельных схем, однако в современных исследованиях океана широко применяются лишь некоторые из них [4].

Алгоритмы схем интегрального перемешанного слоя используют гипотезу о существовании однородного слоя под поверхностью океана, глубина и плотность которого меняется в зависимости от внешних воздействий [5]. Главным недостатком таких схем является чрезмерное упрощение структуры верхнего слоя океана. Например, температура на нижней границе термоклина не может быть выбрана объективно.

К-схемы используют в качестве основного параметра коэффициент вертикального турбулентного обмена, которые рассчитывается диагностически используя различные комплексы. Например, через функциональную зависимость от числа Ричардсона [6]. Данный алгоритм прост и экономичен в реализации, но он также чрезмерно упрощает процесс. Более сложная схема этого же типа — KPP [7] практически полностью заимствована из теории подобия Монина-Обуховадля приземного слоя атмосферы. Несмотря на то, что основные принципы теории подобия применимы к океану, одно из предположений этой теории о постоянстве потоков с глубиной для океана не выполняется. В таком случае требуется учесть разницу термодинамических свойств обеих сред [8].

В данной же работе проводится сравнительный анализ именно ТКЕ-схем.

Ранее проводились сравнения отдельных реализаций с ограниченным количеством экспериментов [9–12]. Однако вопрос об обширном сравнении результатов моделирования, проведенных с большим количеством различных методов представления турбулентности, остается открытым.

Разнообразие формулировок приводит к проблеме выбора схемы для применения ее в моделях циркуляции океана. До сих пор в научной литературе не приведено доказательств того, что более сложные параметризации лучше описывают турбулентный режим в океане. Более того, введение дополнительных соотношений в ТКЕ-схемы приводит к введению новых коэффициентов, значения которых надо определять и согласовывать с другими. Таким образом можно сформулировать основную цель данной работы как попытку выявить наилучшую ТКЕ-схему из различных вариантов, а также оценить, насколько усложнение формулировки ТКЕ улучшает описание процессов турбулентного обмена.

2. Материалы и методы исследования

2.1. ТКЕ-схемы

Распределение термохалинных характеристик по вертикали в верхнем слое океана формируется в основном за счет турбулентного перемешивания.

При этом, характерные масштабы таких движений (менее 1 м) несопоставимы с горизонтальными и вертикальными разрешениями современных моделей. Поэтому для описания турбулентности применяются параметризации, в которых турбулентный обмен описывается с помощью коэффициента турбулентной вязкости и тепло-солеобмена (k_h и k_m соответственно).

Во многих современных моделях циркуляции океана для описания процессов турбулентного перемешивания используют так называемые ТКЕ-схемы, в которых вышеуказанные коэффициенты определяются через кинетическую энергию турбулентности (b), расчет которого осуществляется с помощью уравнения для кинетической энергии турбулентности

$$\frac{\partial b}{\partial t} = k_h \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) - \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial b}{\partial z} + k_m \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \varepsilon, \quad (1)$$

где b — кинетическая энергия турбулентности; k_m и k_h — коэффициенты вертикального турбулентного обмена для скалярной величины и импульса; u , v — горизонтальные компоненты вектора скорости; ρ — плотность воды; ε — скорость диссипации кинетической энергии турбулентности.

Принимая, что поле скорости и плотности уже получено, уравнение (1) содержит 4 неизвестных переменных: b , k_m , k_h , ε .

Для определения этих неизвестных вводят дополнительные уравнения и соотношения, называемые замыканиями. Степень сложности ТКЕ-схемы определяется способом определения k_m , k_h , ε . Чаще всего используют замыкание на основе характерного масштаба турбулентных образований.

$$\varepsilon = C_2 b^{3/2} l^{-1}, \quad (2)$$

$$k_m = C_1 l \sqrt{b}, \quad (3)$$

$$k_h = C_3 l \sqrt{b}, \quad (4)$$

где C_1 , C_2 , C_3 — константы [13], l — масштаб турбулентности.

Для масштаба турбулентности существует множество различных гипотез, наиболее часто применяются следующие из них:

— параболический профиль

$$l = \kappa \frac{(d_s + z_0^s)(d_s + z_0^b)}{d_s + d_b + z_0^s + z_0^b}, \quad (5)$$

— дельтовидный профиль

$$l = \kappa \min(d_s + z_0^s, d_b + z_0^b), \quad (6)$$

— метод Синга и Дэвиса

$$l = \kappa \frac{(d_s + z_0^s)(d_b^{Xing} + z_0^b)}{d_s + d_b^{Xing} + z_0^s + z_0^b}, \quad d_b^{Xing} = d_b \exp\left(-\beta \frac{d_b}{d_b + d_s}\right), \quad (7)$$

— метод Роберта и Улетта

$$l = \kappa (d_b + z_0^b) \sqrt{1 - \frac{d_b - z_0^b}{d_b + d_s}}, \quad (8)$$

— метод Блэкадара

$$l = \left(\frac{1}{\kappa(d_s + z_0^s)} + \frac{1}{\kappa(d_b + z_0^b)} + \frac{1}{l_a} \right), \quad l_a = \gamma_0 \frac{\int_{-H}^{\eta} b^{1/2} dz}{\int_{-H}^{\eta} b^{1/2} dz}, \quad (9)$$

— метод Эйфлера и Шримфа

$$l = \kappa \frac{\kappa \tilde{z}}{1 + \frac{\kappa \tilde{z}}{\gamma h_m}} (1 - R_f)^v, \quad Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{\frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2}, \quad (10)$$

где κ — постоянная Кармана; d_s и d_b — расстояние от поверхности и дна соответственно; z_0^s и z_0^b — параметр шероховатости поверхности и дна; β , γ , γ_0 , η , v — константы.

Более сложные способы замыкания используют дополнительное прогностическое уравнение. Например, для скорости диссипации (ВЕ-схема):

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{k_m}{\sigma_e} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} + \frac{e}{b} \left(C_{e1} k_h \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) + C_{e3} k_m \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - C_{e2} \varepsilon \right), \quad (11)$$

где C_{e1} , C_{e2} , C_{e3} , σ_e — константы [14].

Тогда коэффициенты турбулентности будут иметь следующий вид:

$$k_m = (C_2)^3 C_3 \frac{b^2}{\varepsilon}, \quad (12)$$

$$k_h = (C_2)^3 C_1 \frac{b^2}{\varepsilon}. \quad (13)$$

Возможно использование и других переменных для замыкания, в работе [15] сформулирована обобщенная функция ψ :

$$\psi = C_2^P b^m l^n$$

и уравнение турбулентной диффузии этой величины:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{k_m}{\sigma_e} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{\psi}{b} \left(C_{\psi 1} k_h \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) + C_{\psi 3} k_m \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - C_{\psi 2} \varepsilon \right), \quad (14)$$

где $C_{\psi 1}$, $C_{\psi 2}$, $C_{\psi 3}$, σ_ψ — константы [16].

Комбинируя показатели степеней p , m и можно получить большое количество других вариантов схем.

Применяются и упрощенные варианты ТКЕ-схем, например, используя алгебраический вид уравнения (1), в котором кинетическая энергия турбулентности принимается стационарной величиной, а ее диффузия равна 0:

$$0 = k_h \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) - k_m \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \varepsilon. \quad (15)$$

Меллором и Ямадой [17] так же была предложена запись уравнения (1) через другую величину:

$$\frac{q^2}{2} = b.$$

тогда уравнение (1) можно записать в виде Меллора-Ямады:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q^2}{2} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(q l S_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + k_h E_1 \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) + E_3 \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z} - \varepsilon, \quad \varepsilon = \frac{q^3}{B l}. \quad (16)$$

ТКЕ-схемы могут усложняться способом расчета коэффициентов в уравнениях (3–4), которые будут определять соотношение коэффициентов турбулентной диффузии векторных и скалярных величин (число Прандтля). В простейшем случае принимается, что это соотношение, а следовательно, и C_1 и C_3 постоянные величины:

$$C_1 = C_0; \quad C_3 = \frac{C_0}{\text{Pr}}. \quad (17)$$

В более сложных реализациях применяется функциональная зависимость от числа Ричардсона:

$$\text{Pr} = \text{Pr}_t^0 e^{\left(\frac{Ri}{\text{Pr}_t^0 Ri^\infty} \right)} - \frac{Ri}{Ri^\infty}, \quad (18)$$

где Pr_t^0 — число Прандтля для числа Ричардсона стремящегося к 0; Ri^∞ — константа.

Причем эта зависимость подтверждается лабораторными измерениями [18], данными наблюдений в атмосфере [19] и результатами LES-моделирования [20].

2.2. Описание модели

Для решения сформулированной цели использовалась нижеприведенная модель пограничного слоя океана:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_h \frac{\partial u}{\partial z} + \lambda v, \quad (19)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_h \frac{\partial v}{\partial z} - \lambda u, \quad (20)$$

где λ — параметр Кориолиса.

Так как модель верхнего слоя океана сформулирована с приближением горизонтальной однородности, она не может полноценно воспроизвести эволюцию солёности и температуры. Для частичной компенсации этого недостатка в уравнение диффузии тепла и влаги введены адвективные члены:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial \Theta}{\partial z} + R_\Theta, \quad R_\Theta = -u_r \frac{\partial \Theta_r}{\partial x} - v_r \frac{\partial \Theta_r}{\partial y}, \quad (21)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial S}{\partial z} + R_S, \quad R_S = -u_r \frac{\partial S_r}{\partial x} - v_r \frac{\partial S_r}{\partial y}, \quad (22)$$

где u_r и v_r — горизонтальные компоненты скорости, полученные по реанализу; Θ_r — температура, полученная по реанализу; S_r — солёность, полученная по реанализу.

Рассчитанная адвекция импульса пренебрежимо мала по сравнению с остальными слагаемыми, а потому адвекционные члены рассчитывались только для скалярных величин.

Для расчета этих адвективных членов использовались данные реанализа [21, 22].

В качестве верхних граничных условий уравнений (19–22) задавались потоки на границе раздела атмосфера/океан:

$$k_h \frac{\partial(u, v)}{\partial z} = (\tau_x, \tau_y), \quad (23)$$

$$k_m \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{H}{C_p \rho}, \quad (24)$$

$$k_m \frac{\partial S}{\partial z} = (e - \rho_r) S(0), \quad (25)$$

где ρ_r — осадки; e — испарение; τ_x, τ_y — напряжение трения на поверхности для соответствующих проекций; H — сумма радиационных и турбулентных потоков тепла на поверхности океана.

На нижней границе для всех переменных применялось условие отсутствие диффузионного потока. Использовалась полунейная схема по времени с использованием метода прогонки. Глубина слоя равна 300 м, вертикальный шаг 5 м, шаг по времени равен 1 ч.

Метеорологические данные для расчета атмосферных потоков и гидрологические данные для начальных условий и последующего анализа модельных результатов были взяты с измерительных платформ PMEL (Тихоокеанская морская лаборатория окружающей среды). Каждая платформа представляет собой закрепленный тросом к морскому дну буй, на котором установлены метеорологические датчики, а также датчики, измеряющие температуру и солёность воды.

Очевидно, что результаты моделирования по вышеописанным схемам необходимо сопоставлять с экспериментальными данными, полученными прямыми измерениями в океане.

Для сравнения данных моделирования было выбрано 5 буюв, обладающие наиболее продолжительными непрерывными отрезками наблюдений. Первый буй с координатами 50°с.ш., 145°з.д., находится на месте станции морской погоды PAPA (7 месяцев непрерывных наблюдений). Второй буй КЕО с координатами 32°с.ш., 145°з.д. (10 месяцев) установлен в рамках проекта KESS [23], ряд непрерывных наблюдений — 10 месяцев. Третий, четвертый и пятый буи имеют координаты 15°с.ш. 38°в.д. и 5°с.ш. 95°з.д., 0°с.ш. 165°в.д. соответственно, и относятся к проекту ТАО [24, 25] (далее ТАО-1, ТАО-2), данные продолжительностью 10, 6 и 5 месяцев непрерывных наблюдений. Все станции находятся вне известных зон апвеллинга-даунвеллинга.

Моделирование проводилось для каждого месяца с временным шагом 1 ч, после чего полученные профили усреднялись.

В модели представлено множество возможных комбинаций уравнений. Далее эти комбинации будут представлены в виде кодов, составленных из 3 последовательных цифр, включающих:

- тип уравнения для кинетической энергии турбулентности (1-я цифра):
 - 1: алгебраическое уравнение (15),
 - 2: динамическое k -е уравнение (1),
 - 3: динамическое уравнение Меллора-Ямады (16);
- метод расчета характерного масштаба турбулентности (2-я цифра):
 - 1: параболический профиль (5),
 - 2: дельтовидный профиль (6),
 - 3: метод Синга и Дэвиса (7),
 - 4: метод Роберта и Улетта (8),
 - 5: метод Блэкадара (9),
 - 7: метод Эйфлера и Шримфа (10),
 - 8: динамическое уравнение диссипации кинетической энергии (11);
- метод расчета числа Прандтля (3-я цифра):
 - 1: постоянное значение (17),
 - 3: метод Шуманна и Герца (18).

3. Результаты

Для точки 50°с.ш. 145°з.д. реанализ Нусом показал лучшие результаты, чем GLORYS12V1, поэтому адвекция рассчитывалась по реанализу Нусом. Схема, реализованная через динамическое уравнение в виде Меллора-Ямады, динамическую диссипацию и постоянное число Прандтля (3–8–1) лучше остальных воспроизвела профиль температуры. Схема же с использованием динамического уравнения энергии турбулентности, масштабом длины, рассчитанным по методу Роберта и Улетта и постоянным числом Прандтля (2–4–1) оказалась наихудшей. Отключение адвекции не оказало влияние на результаты, что объясняется тем, что данная точка находится в зоне, где горизонтальный перенос достаточно слабый.

Точка 32°с.ш., 145°в.д находится в области течения Куроисио, реанализ GLORYS12V1 показал лучший результат, чем реанализ Нусом, поэтому адвективные члены рассчитывались по данным GLORYS12V1a. Из рисунков видно, что схема, использующая динамическое уравнение Меллора-Ямады, характерный масштаб турбулентности, рассчитанный по методу Роберта и Улетта и постоянное число Прандтля (3–4–1) показывает лучший результат среди всех остальных схем. Использование алгебраического уравнения, параболического профиля масштаба турбулентности и постоянного числа Прандтля (1–1–1) дает худший результат.

Точка 15°с.ш., 38°з.д находится в зоне действия Северного Пассатного течения, но при этом горизонтальный теплообмен в этой области гораздо меньше локального. Нусом реанализ для этой точки был недоступен, поэтому расчет адвекции осуществлялся с помощью реанализ GLORYS12V1, который как видно по рис. 1 хорошо воспроизводит вертикальную структуру данных наблюдений. При этом, как видно на рисунке, модель с учетом адвекции показала гораздо худшие результаты, чем без него, что может объясняться тем, что хорошее согласование реанализа и данных наблюдений в этой точке происходит благодаря ассимиляции, а динамические процессы описываются реанализом неточно. Поэтому для данной точки анализировались результаты модели без включенной адвекции, которые показали, что схема, опирающаяся на динамическое уравнение кинетической энергии, масштаб турбулентности, рассчитанный по методу Роберта и Улетта и постоянное число Прандтля (2–4–1) лучше остальных схем воспроизводит профиль температуры. С другой стороны схема, использующая алгебраическое уравнение, масштаб турбулентности по Сингу и Дэвису и зависимость числа Прандтля от числа Ричардсона (1–3–3) дает худший результат среди схем. Отметим, что для пункта 15°с.ш., 38°в.д. данные реанализа Нусом не представляются достоверными. Включение адвекции по реанализу GLORYS12V1 (зеленая линия) значительно ухудшает воспроизведение температуры.

Для точки 5°с.ш, 95°з.д. оба реанализа показали примерно одинаковые результаты, а именно хорошее согласование с данными наблюдений. Но включение адвекции приводит к значительным ошибкам при расчете профиля температуры. По-видимому, как и для предыдущей точки, данный результат реанализа достигнут ассимиляцией данных, поэтому анализировались результаты модели без включенной адвекции. Схема, реализованная через алгебраическое уравнение, расчет масштаба турбулентности по методу Роберта и Улетта и постоянное число Прандтля (1–4–1) лучше остальных схем воспроизводит профиль температуры.

Схема, записанная через динамическое уравнение кинетической энергии, с масштабом турбулентности, рассчитанным по методу Эйфлера и Шримфа, и постоянное число Прандтля дает худший результат. При этом обе схемы дают приблизительно схожие результаты, поэтому однозначного вывода о превосходстве какой-либо схемы говорить не приходится, а кроме того, обе схемы завышают значения температуры в квазиоднородном слое и термоклине с наибольшими отклонениями в августе-сентябре.

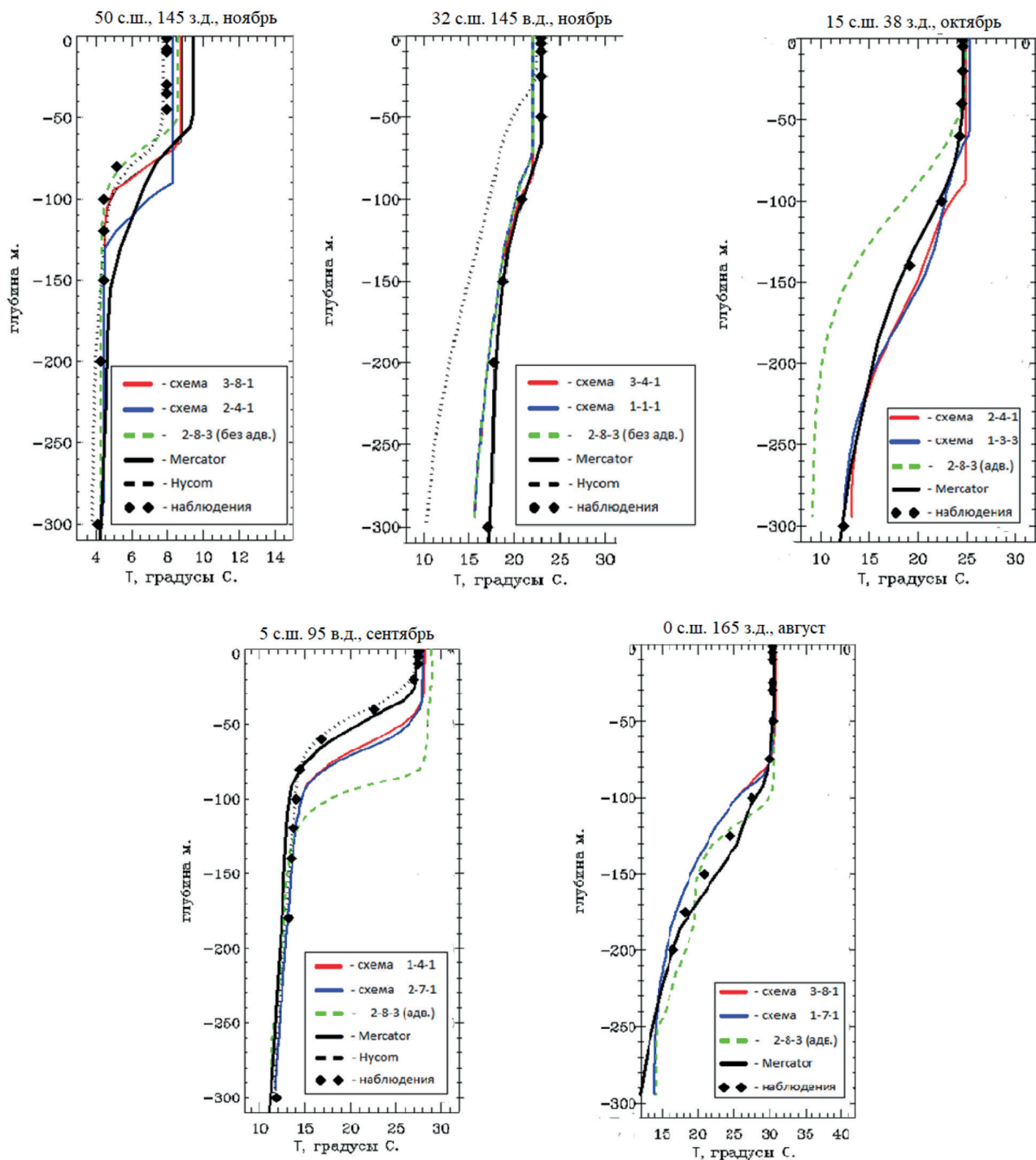


Рис. 1. Сравнение использования лучшей (красная сплошная) и худшей (синяя сплошная) схем параметризации при учете или без адвекции (зеленая пунктирная) с данными реанализа (черные сплошная и пунктирная) и фактическими наблюдениями (черные точки)

Fig. 1. Comparison of the best (red solid) and worst (blue solid) parameterization schemes with or without advection (green dashed) against reanalysis data (black solid and dashed) and actual observations (black dots)

В точке 0°с.ш., 165°в.д. непрерывные данные наблюдений доступны за период с 2014 по 2015 год. Выбранный архив реанализ Нусом не покрывает этот период. Включение адвекции по реанализу GLORYS12V1 приводит к значительным отклонениям от наблюдаемых. Наилучший результат показала модель с использованием схемы, записанной как динамическое уравнение Меллора-Ямады, динамическое уравнение диссипации и постоянное число Прандтля (3–8–1). Худшая схема, сформулированная через алгебраическое уравнение кинетической энергии, масштаб турбулентности по методу Эйфлера и Шримфа и постоянное число Прандтля (1–7–1).

Из рис. 1 также видно, что наибольшие отклонения наблюдаются в осенний период, что может быть связано с изменением температурного режима океана с летнего на зимний.

В качестве контрольного показателя было выбрано среднеквадратичное отклонение ряда, образованного как разница между модельным и фактическими значениями.

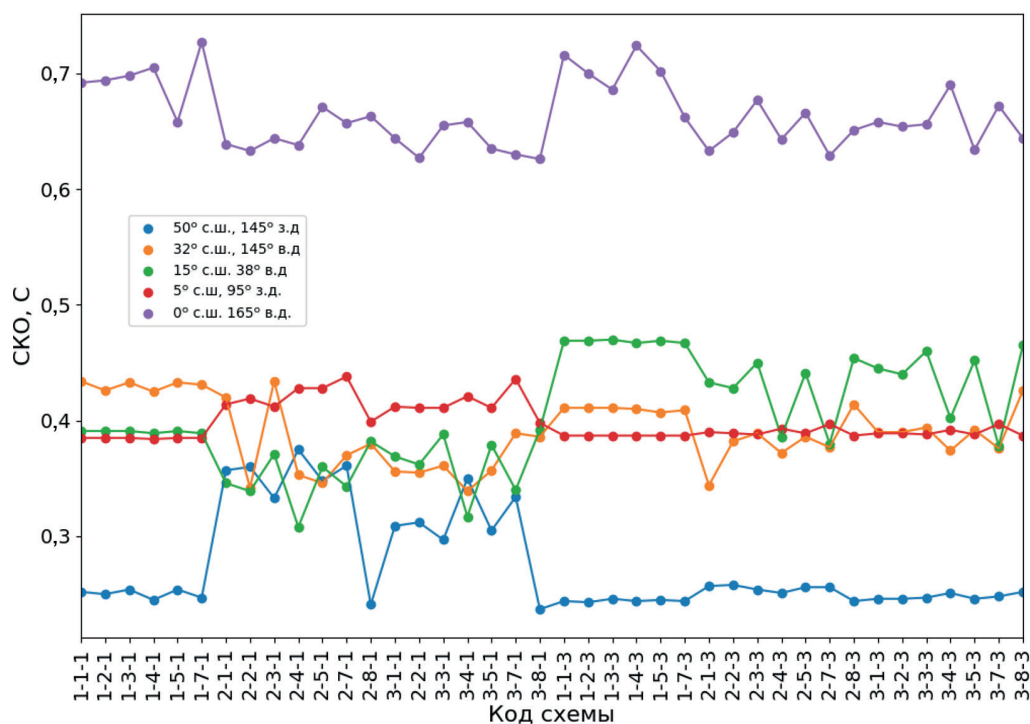


Рис. 2. Ошибка между модельными и фактическими данными для разных схем (1-я цифра кода: тип уравнения кинетической энергии турбулентности; 2-я: метод расчета характерного масштаба турбулентности; 3-я: метод расчета числа Прандтля)

Fig. 2. Discrepancy between modeled and observed data for different schemes (1st digit: turbulent kinetic energy equation type; 2nd: turbulent length scale computation method; 3rd: Prandtl number calculation method)

Из рис. 2 становится ясно, что не существует какой-либо закономерности в том, какая из ТКЕ-схем лучше или хуже воспроизводить наблюдаемые данные. Стоит отметить, что влияние океанических течений для этих точек является неоднозначным. Так для точки 32°с.ш., 145°в.д., находящейся в зоне течения Куроисио реанализ и данные моделирования воспроизводят профиль температуры достаточно точно, в то время как точка 15°с.ш., 38°з.д. находится в зоне действия Северного Пассатного Течения и использование тех же данных реанализа по адвекции дает значительно худшие результаты. При этом добавление новых уравнений в схемы принципиально не меняет ее физики, и такими схемами невозможно описать многие локальные факторы, такие как обрушение внутренних волн или циркуляцию Ленгмюра. Тем не менее все еще можно проанализировать результаты на предмет того, какая схема оказывается более чувствительна к стратификации.

4. Заключение

При сопоставлении данных моделирования с использованием большого числа различных схем параметризации кинетической энергии становится ясно, что введение дополнительных уравнений и констант

далеко не всегда приводит к улучшению результатов моделирования. Так для 5°с.ш, 95°з.д. использование динамического уравнения кинетической энергии турбулентности вместо алгебраического значительно ухудшило результат.

Кроме того, нельзя однозначно выделить какую-то одну или несколько схем, применение которых бы однозначно приводило к лучшим результатам моделирования по сравнению с остальными. Более того, иногда схема, которая показала худшие результаты в одном из пунктов работает лучше остальных в другом пункте, например, схема 2–4–1 для пунктов 50°с.ш., 145°з.д и 15°с.ш., 38°з.д.

Можно также отметить, что использование динамического уравнения в виде Меллора-Ямады в среднем приводит к улучшению результатов, однако этот прирост оказывается значительным только в сравнении с наименее удачными схемами для тех же пунктов наблюдений. В некоторых же случаях прирост качества по сравнению с алгебраическим видом составляет доли процента или вовсе приводит к ухудшению результатов.

Использование функциональной зависимости числа Прандтля от числа Ричардсона не приводит к значительному улучшению или ухудшению результатов.

Наконец, использование рассчитанной адвекции по данным реанализа в модели верхнего слоя океана не всегда улучшает результаты модели. Даже несмотря на то, что реанализ при этом очень близок к данным наблюдений. По-видимому, это связано с тем, что точность реанализа достигается ассимиляцией данных, в результате чего может происходить несогласованность полей океанологических характеристик.

Финансирование

Исследование было выполнено в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИОРАН (тема № FMWE-2024-0028)

Funding

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

Литература

1. *Ďurán I.B., Geleyn J., Váňa F., Schmidli J., Brožková R.* A turbulence scheme with two prognostic turbulence energies // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018. T. 75, № 10. С. 3381–3402. doi:10.1175/JAS-D-18-0026.1
2. *Li Q., Reichl B.G., Fox-Kemper B., et al.* Comparing ocean surface boundary vertical mixing schemes including Langmuir turbulence // *Earth System Dynamics*. 2019. Vol. 11. No. 9. P. 3545–3592. doi:10.1029/2019MS001810 EDN: HNPHQM
3. *Danabasoglu G., Large W.G., Tribbia J.T., et al.* Diurnal coupling in the tropical oceans of CCSM3 // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, No. 11. P. 2347–2365. doi:10.1175/JCLI3739.1
4. *Булгаков К.Ю., Молчанов М.С.* Испытание схемы турбулентного перемешивания, основанной на теории подобия, в модели Балтийского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2011. Т. 14, № 4. С. 71–79. EDN: OOFFLP
5. *Kraus E.B.* A one-dimensional model of the seasonal thermocline. Part II: The general theory and its consequences // *Tellus*. 1967. T. 19, № 1. С. 98–106. doi:10.3402/tellusa.v19i1.9753
6. *Pacanovsky R.C., Philander G.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, No. 12. P. 1442–1451. doi:10.1175/1520-0485(1981)011<1443: povmin>2.0.co;2
7. *Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.C.* Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Reviews of Geophysics*. 1994. Vol. 32, No. 4. P. 363–403. doi:10.1029/94RG01872 EDN: XXLPSW
8. *Chalikov D.* Similarity theory and parameterization of mixing in the upper ocean // *Environmental Fluid Mechanics*. 2004. Vol. 4, No. 4. P. 385–414. doi:10.1007/s10652-005-5489-6 EDN: LVRALJ
9. *Gutjahr O., Brüggemann N., Haak H., et al.* Comparison of ocean vertical mixing schemes in the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2) // *Geoscientific Model Development*. 2021. Vol. 14, No. 5. P. 2317–2349. doi:10.5194/gmd-14-2317-2021 EDN: BJNENJ
10. *Pandey L.K., Dwivedi S.* Comparing the Performance of Turbulent Kinetic Energy and K-Profile Parameterization Vertical Schemes over the Tropical Indian Ocean // *Marine Geodesy*. 2020. Vol. 44, No. 1. P. 42–69. doi:10.1080/01490419.2020.1835758 EDN: QWEHBD
11. *Wang W., Shen X., Huang W.* A Comparison of Boundary-Layer Characteristics Simulated Using Different Parameterization Schemes // *Boundary-Layer Meteorology*. 2016. Vol. 161, No. 2. P. 375–403. doi:10.1007/s10546-016-0175-4 EDN: TYJCBC

12. Bennis A.-C., Mármol M., Lewandowski R., et al. A comparison of three turbulence models with an application to the West Pacific Warm Pool. arXiv preprint arXiv: math-ph/0701059. 2007.
13. Blanke B., Delecluse P. Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics // *Journal of Physical Oceanography*. 1993. Vol. 23, No. 7. P. 1363–1388. doi:10.1175/1520-0485(1993)023<1363: VOTTAO>2.0.CO;2
14. Rodi W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. Vol. 92, No. C5. P. 5305–5328. doi:10.1029/JC092iC05p05305
15. Umlauf L., Burchard H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models // *Journal of Marine Research*. 2003. Vol. 61, No. 2. P. 235–265. doi:10.1357/002224003322005087
16. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1982. Vol. 20, No. 4. P. 851–875. doi:10.1029/RG020i004p00851
17. Mellor G.L., Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, No. 7. P. 1791–1806. doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1791: AHOTCM>2.0.CO;2
18. Ohya Y. Wind-tunnel study of atmospheric stable boundary layers over a rough surface // *Boundary-Layer Meteorology*. 2001. Vol. 98, No. 1. C. 57–82. doi:10.1023/A:1018767829067
19. Esau I., Byrkjedal Q. Application of large-eddy simulation database to optimization of first closures for neutral and stably stratified boundary layers // *Boundary-Layer Meteorology*. 2007. Vol. 125, No. 2. P. 207–225. doi:10.1007/978-0-387-74321-9_5
20. Beare R.J., et al. An intercomparison of Large Eddy Simulations of the Stable Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2006. Vol. 118, No. 3. P. 247–272. doi:10.1007/s10546-004-2820-6 EDN: VGKIRE
21. Jean-Michel L.G., Romain B.G., Angélique M.D., et al. The Copernicus, Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. P. 698876. doi:10.3389/feart.2021.698876 EDN: TTQRHU
22. Metzger E.J., Helber R.W., Hogan P.J., et al. Global Ocean Forecast System 3.1 Validation Test. URL: <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/AD1034517.pdf>. 2017. (дата обращения: 6 июля 2022 г.)
23. Cronin M.F., Meing C., Sabine C.L., et al. Surface Mooring Network in the Kuroshio Extension // *IEEE Systems Journal*. 2008. Vol. 2, No. 3. P. 424–430. doi:10.1109/jsyst.2008.925982
24. McPhaden M.J., Busalacchi A.J., Cheney R., et al. The Tropical Ocean–Global Atmosphere Observing System: A decade of progress // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103, No. C14. P. 14169–14240. doi:10.1029/97JC02906
25. McPhaden M.J., Busalacchi A.J., Anderson D.L.T. A TOGA retrospective // *Oceanography*. 2010. Vol. 23, No. 1. P. 86–103. doi:10.5670/oceanog.2010.26

References

1. Ďurán IB, Geleyn J, Váňa F, Schmidli J, Brožková R. A turbulence scheme with two prognostic turbulence energies. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018;75(10):3381–3402. doi:10.1175/JAS-D-18-0026.1
2. Li Q, Reichl BG, Fox-Kemper B, et al. Comparing ocean surface boundary vertical mixing schemes including Langmuir turbulence. *Earth System Dynamics*. 2019;11(9):3545–3592. doi:10.1029/2019MS001810
3. Danabasoglu G, Large WG, Tribbia JT, Gent PR, Briegleb BP, McWilliams JC. Diurnal coupling in the tropical oceans of CCSM3. *Journal of Climate*. 2006;19(11):2347–2365. doi:10.1175/JCLI3739.1
4. Bulgakov KY, Molchanov MS. Testing of the turbulent mixing scheme based on similarity theory in the Baltic Sea model. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2011;4(4):71–79. (In Russian).
5. Kraus EB. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. Part II: The general theory and its consequences. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1967;19(1):98–106. doi:10.3402/tellusa.v19i1.9753
6. Pacanovsky RC, Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 1981;11(12):1443–1451. doi:10.1175/1520-0485(1981)011<1443: povmin>2.0.co;2
7. Large WG, McWilliams JC, Doney SC. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*. 1994;32(4):363–403. doi:10.1029/94RG01872
8. Chalikov D. Similarity theory and parameterization of mixing in the upper ocean. *Environmental Fluid Mechanics*. 2004;4(4):385–414. doi:10.1007/s10652-005-5489-6
9. Gutjahr O, Brüggemann N, Haak H, Jungclaus JH, Putrasahan DA, Lohmann K, von Storch JS. Comparison of ocean vertical mixing schemes in the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2). *Geoscientific Model Development*. 2021;14(5):2317–2349. doi:10.5194/gmd-14-2317-2021
10. Pandey LK, Dwivedi S. Comparing the performance of turbulent kinetic energy and K-profile parameterization vertical schemes over the tropical Indian Ocean. *Marine Geodesy*. 2020;44(1):42–69. doi:10.1080/01490419.2020.1835758
11. Wang W, Shen X, Huang W. A comparison of boundary-layer characteristics simulated using different parameterization schemes. *Boundary-Layer Meteorology*. 2016;161(2):375–403. doi:10.1007/s10546-016-0175-4

12. Bennis AC, Mármol M, Lewandowski R, Chacón Rebollo T, Brossier F. A comparison of three turbulence models with an application to the West Pacific Warm Pool. arXiv preprint arXiv: math-ph/0701059. 2007.
13. Blanke B, Delecluse P. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography*. 1993;23(7):1363–1388. doi:10.1175/1520-0485(1993)023<1363: VOTTAO>2.0.CO;2
14. Rodi W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987;92(C5):5305–5328. doi:10.1029/JC092iC05p05305
15. Umlauf L, Burchard H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*. 2003;61(2):235–265. doi:10.1357/002224003322005087
16. Mellor GL, Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*. 1982;20(4):851–875. doi:10.1029/RG020i004p00851
17. Mellor GL, Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974;31(7):1791–1806. doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1791: AHOTCF>2.0.CO;2
18. Ohya Y. Wind-tunnel study of atmospheric stable boundary layers over a rough surface. *Boundary-Layer Meteorology*. 2001;98(1):57–82. doi:10.1023/A:1018767829067
19. Esau I, Byrkjedal Q. Application of large-eddy simulation database to optimization of first closures for neutral and stably stratified boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*. 2007;125(2):207–225. doi:10.1007/978-0-387-74321-9_5
20. Beare RJ, et al. An intercomparison of large eddy simulations of the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*. 2006;118(3):247–272. doi:10.1007/s10546-004-2820-6
21. Jean-Michel L, et al. The Copernicus, global 1/12° oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. *Frontiers in Earth Science*. 2021;9:698876. doi:10.3389/feart.2021.698876
22. Metzger EJ, Helber RW, Hogan PJ, Posey PG, Thoppil PG, Townsend TL, Wallcraft AJ, et al. Global Ocean forecast system 3.1 validation test. URL: <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/AD1034517.pdf>. 2017. (Accessed July 6, 2022).
23. Cronin MF, Meing C, Sabine CL, Ichikawa H, Tomita H. Surface mooring network in the Kuroshio extension. *IEEE Systems Journal*. 2008;2(3):424–430. doi:10.1109/jsyst.2008.925982
24. McPhaden MJ, Busalacchi AJ, Cheney R, et al. The tropical ocean–global atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998;103(C14):14169–14240. doi:10.1029/97JC02906
25. McPhaden MJ, Busalacchi AJ, Anderson DLT. A TOGA retrospective. *Oceanography*. 2010;23(1):86–103. doi:10.5670/oceanog.2010.26

Об авторах

БУХАРЕВ Антон Андреевич, инженер РГГМУ, ORCID: 0009-0003-7971-7601, SPIN-код (РИНЦ): 3629-7249, e-mail: anton.bukharev@gmail.com

БУЛГАКОВ Кирилл Юрьевич, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0001-8779-965X, Scopus AuthorID: 55270509900, WoS ResearcherID: R-7744–2016, SPIN-код (РИНЦ): 7711-7314, e-mail: bulgakov.kirill@gmail.com



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2
EDN EEVAUM

УДК 551.465

© В. В. Иванов^{1,2*}, А. В. Даньшина², А. В. Смирнов², 2025

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38
*vladimir.ivanov@aari.ru

Пространственно-временная структура и изменчивость термохалинных параметров в промежуточном слое вод к северу от архипелага Северная Земля

Статья поступила в редакцию 26.10.2024, после доработки 22.04.2025, принята в печать 12.05.2025

Аннотация

Временные серии температуры и электропроводности воды, полученные за три года непрерывных измерений на семи автономных буйковых станциях к северу от архипелага Северная Земля в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана, проанализированы совместно с данными численного моделирования с целью изучения пространственно-временной изменчивости температуры и солености в промежуточном слое вод атлантического происхождения, распространяющихся вдоль континентального склона Евразии в потоке Арктического пограничного течения. В пределах 85-ти км от бровки шельфа выделено три ветви переноса атлантической воды, каждая из которых характеризуется своей предысторией, определяющей изменчивость их термохалинных параметров. Наиболее энергоемкая мода временной изменчивости на всех автономных буйковых станциях определяется колебаниями с периодом около 12 мес., амплитуда которых уменьшается по мере удаления от бровки шельфа, а фаза различна в разных ветвях атлантической воды. Данные численного моделирования показали, что в районе постановки автономных буйковых станций зависимость фазы колебаний от расстояния до пролива Фрама, характерная для западной части бассейна Нансена, нарушается массивным поступлением охлажденной/распресненной воды через желоб Св. Анны.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, водные массы, морские течения, термохалинные параметры, сезонная изменчивость, численные модели

© V. V. Ivanov^{1,2*}, A. V. Danshina², A. V. Smirnov², 2025

¹Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

²Arctic and Antarctic Research Institute, 38 Bering Str., St. Petersburg, 199397, Russia
*vladimir.ivanov@aari.ru

Spatiotemporal Structure and Variability of Thermohaline Parameters in the Intermediate Water Layer North of the Severnaya Zemlya Archipelago

Received 26.10.2024, Revised 22.04.2025, Accepted 12.05.2025

Abstract

Time series of water temperature and conductivity obtained over three years of continuous measurements at seven autonomous moored stations north of the Severnaya Zemlya archipelago located in the Arctic Basin of the Arctic Ocean were analyzed in combination with numerical modeling to investigate the spatiotemporal variability of temperature and salinity in the intermediate

Ссылка для цитирования: Иванов В.В., Даньшина А.В., Смирнов А.В. Пространственно-временная структура и изменчивость термохалинных параметров в промежуточном слое вод к северу от архипелага Северная Земля // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 19–40. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2) EDN: EEVAUM
For citation: Ivanov V.V., Danshina A.V., Smirnov A.V. Spatiotemporal Structure and Variability of Thermohaline Parameters in the Intermediate Water Layer North of the Severnaya Zemlya Archipelago. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):19–40. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2)

layer of Atlantic-origin waters. These waters propagate along the Eurasian continental slope within the Arctic Boundary Current (ABC). Within 85 km of the shelf edge, three distinct branches of Atlantic Water (AW) transport were identified, each characterized by a unique origin history that shapes the variability of its thermohaline properties. The most energetic mode of temporal variability at all stations is associated with oscillations with a period of approximately 12 months. The amplitude of these oscillations decreases with increasing distance from the shelf edge, while their phase differs among the AW branches. Numerical modeling indicates that, in the study region, the typical phase–distance relationship observed in the western Nansen Basin is disrupted by the large-scale input of cold, freshened water through the St. Anna Trough.

Keywords: Arctic Ocean, water masses, sea currents, thermohaline parameters, seasonal variability, numerical models

1. Введение

В сентябре 2018 года в международной экспедиции «Арктика-2018» на НЭС «Академик Тreshников» были успешно подняты 7 автономных буйковых станций (АБС), установленных в сентябре 2015-го года на континентальном склоне и в прилегающей глубоководной части Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) к северу от архипелага Северная Земля с целью исследования пространственно-временной изменчивости промежуточного слоя, занятого водной массой атлантического происхождения, традиционно называемой «Атлантической водой» в СЛО (АВ) [1], при ее движении вдоль континентального склона Евразии (рис. 1).

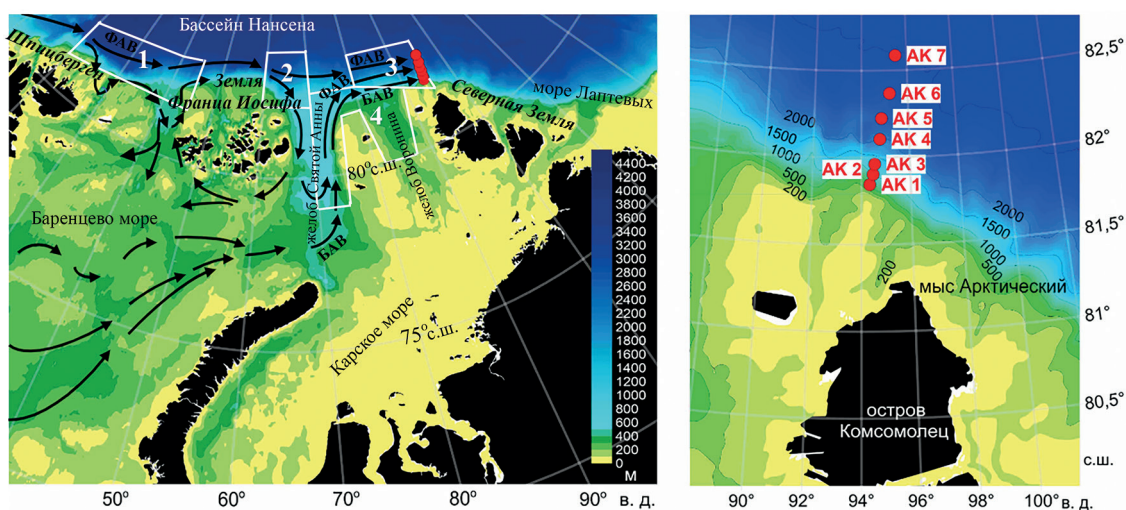


Рис. 1. Рельеф дна восточно-атлантического сектора СЛО (слева) [2]. Пространственное положение АБС (справа). Цифрами (1–4) показаны районы, которые используются при анализе материала в разделе 5. Схема основных путей переноса атлантических вод показана черными стрелками

Fig. 1. Bottom topography of the eastern Atlantic sector of the Arctic Ocean (left) [2]. Locations of the AMS (right). Numbers (1–4) indicate regions referenced in the analysis in Section 5. Main pathways of AW transport are shown by black arrows

Теплые и соленые воды из Атлантического океана попадают в СЛО с Норвежским течением, являющимся продолжением Северо-Атлантического. В Северо-Европейском бассейне СЛО Норвежское течение разделяется на Западно-Шпицбергенское и Нордкапское, первое из которых проникает в АБ через пролив Фрама, а второе — через Баренцево море и желоб Святой Анны на севере Карского моря [3, 4]. После прохождения пролива Фрама, переносимая Западно-Шпицбергенским течением АВ быстро охлаждается и опресняется в верхней части вследствие теплоотдачи в атмосферу и вертикального перемешивания с менее плотными (холодными и распресненными) Арктическими поверхностными водами и пресной талой водой [5]. Не охваченная перемешиванием нижележащая часть АВ образует так называемую Фрамовскую ветвь АВ (ФАВ). В западной части бассейна Нансена ФАВ сохраняет термохалинные индексы, близкие к соответствующим индексам АВ в круглогодично безледной северо-восточной части пролива Фрама [6]. Далее, эта водная масса распространяется в виде промежуточного слоя (150–900 м) с положительной температурой вдоль континентального склона Евразии и Северной Америки в потоке Арктического пограничного течения (АПТ), образуя крупномасштабные циклонические круговороты в глубоководных котловинах АБ [6]. Поступающая в Баренцево море с Нордкапским течением АВ распространяется в гене-

ральном направлении на северо-восток в пределах всей водной толщи [7]. Зимняя термохалинная конвекция охлаждает и распресняет верхние 100–150 м АВ, тогда как ее придонный слой охлаждается и распресняется вследствие изопикнического перемешивания с холодными уплотненными водами, формирующимися на мелководном северо-западном шельфе архипелага Новая Земля [8]. В результате, северо-восточной части Баренцева моря достигает водная масса с пониженной, относительно исходной АВ, температурой и соленостью — так называемая Баренцевоморская атлантическая вода (БАВ) [6, 7]. БАВ поступает в АВ через желоб Святой Анны в виде плотностного течения, где «сливается» с ФАВ. При этом, полного перемешивания двух водных масс атлантического происхождения в зоне контакта не происходит, вследствие значительного плотностного различия: большая часть БАВ подтекает под ФАВ, а в узкой зоне между шельфом и континентальным склоном формируется фронтальная зона, через которую происходит интенсивный турбулентный перенос тепла и соли [9, 10] (рис. 2).

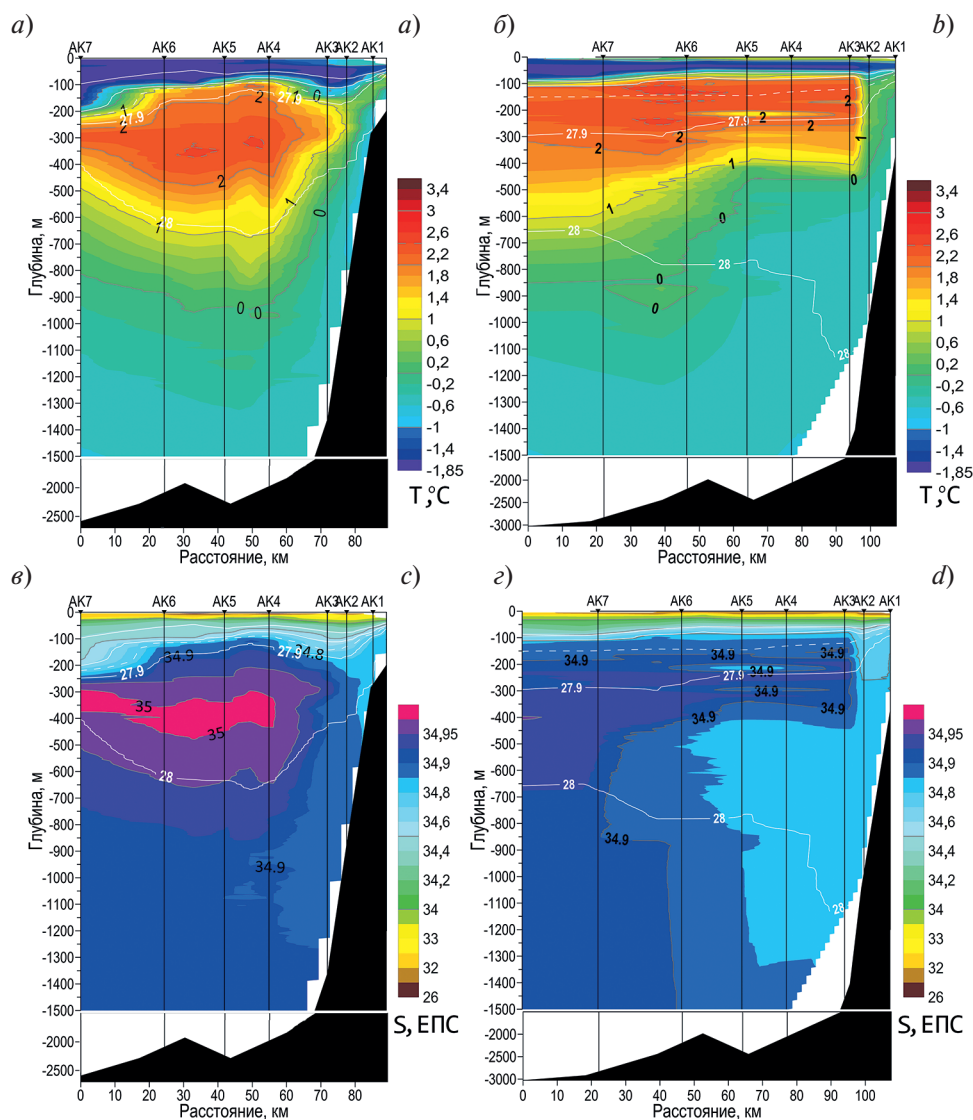


Рис. 2. Вертикальное распределение потенциальной температуры, °C (а, б), и солености, ЕПС (в, г) в слое 0–1500 м на разрезе вдоль массива АБС в сентябре 2015 и 2018 г. соответственно (по данным экспедиции на НЭС «Академик Трешников»). Аномалии потенциальной плотности (отклонения от 1000, кг/м³) показаны белыми изолиниями. Положение АБС на разрезе показано на верхней оси

Fig. 2. Vertical distribution of potential temperature (°C; а, б) and salinity (PSU; в, г) in the 0–1500 m layer along the transect crossing the AMS array in September 2015 and 2018, respectively (based on data from R/V Akademik Tryoshnikov cruises). Anomalies of potential density (deviations from 1000 kg/m³) are shown as white contours. Locations of the AMS along the transect are indicated on the top axis

Интерес к АВ в СЛО заметно возрос после устойчивого повышения температуры ФАВ с начала 1990-х гг. [11–13], и дополнительно стимулировался новыми технологиями долговременных измерений с помощью АБС, устанавливаемых под дрейфующим льдом [14]. Именно благодаря применению АБС была подтверждена гипотеза [5], объясняющая заглупление ФАВ к востоку от пролива Фрама охлаждением и распреснением ее верхней части вследствие вертикального перемешивания [15, 16]. Долговременные измерения термохалинных параметров на АБС, установленных на континентальном склоне, позволили также проследить перемещение термохалинных аномалий, приносимых в СЛО Северо-Атлантическим течением [13, 17–19] и выявить внутригодовые (сезонные) колебания температуры с периодом около 12 мес. и амплитудой до 2 °С вдоль траектории АПТ от пролива Фрама до южных отрогов хребта Ломоносова [15, 20–25, 26]. В качестве основного механизма сезонных колебаний температуры в ФАВ большинство авторов в настоящее время придерживаются гипотезы о их генерации в свободном от льда проливе Фрама вследствие сезонных изменений энергообмена с атмосферой, и последующем адвективном переносе вниз по потоку АПТ [15, 27]. Среди дополнительных возможных причин пространственно-временной изменчивости термохалинных параметров ФАВ указывались также ветровой апвеллинг [25], изопикническое перемешивание с уплотненными шельфовыми водами [28], смещение фронта между ФАВ и БАВ и колебания уровня океана [24]. Имеющаяся информация о временной изменчивости термохалинных параметров в БАВ — скудна и противоречива, вследствие малого числа измерений в северо-восточной части Баренцева моря и в желобе Св. Анны в зимний сезон. Согласно результатам годичных измерений на АБС в северо-восточной части Баренцева моря в 1990–1991 гг. сезонная изменчивость температуры в БАВ незначительна (около 0,2 °С) [7].

В противоположность этому, годичные измерения на АБС в желобе Св. Анны в 2009–2010 гг., показали сезонные изменения температуры в ядре БАВ более, чем на 1 °С [29]. Наличие разномасштабной изменчивости температуры в БАВ также было выявлено по измерениям на АБС в АВ [26, 29, 30,]. За исключением [26], эта изменчивость объяснялась изменениями условий формирования БАВ вследствие изменений состояния ледяного покрова в северо-восточной части Баренцева моря и не связывалась с сезонной цикличностью. В дальнейшем, во избежание путаницы в терминологии, аббревиатура «АВ» употребляется, когда по смыслу требуется выделить воды атлантического происхождения из других водных масс АВ. Если же речь идет об описанных выше ветвях АВ с различной историей трансформации, употребляются аббревиатуры «ФАВ» и «БАВ».

В работе [26] проанализирована структура и изменчивость АПТ в зоне слияния ФАВ и БАВ по пространственно-интерполированным в узлы регулярной сетки инструментальным измерениям течений и температуры на АБС. В этой статье представлены результаты альтернативного методического подхода, в основу которого положен статистический анализ исходных рядов термохалинных характеристик, а выводы о структуре АПТ, полученные в [26] служат дополнительным ориентиром при объяснении выявленных закономерностей. Во втором разделе описаны материалы исследования, включающие трехлетние натурные измерения температуры и электропроводности на 7-ми долговременных АБС и данные наблюдений на гидрологических разрезах через точки постановки АБС (см. рис. 1 и 2), результаты численного моделирования на модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) [31]. В третьем и четвертом разделах проанализированы временные ряды температуры и солёности по данным наблюдений и моделирования и статистическими методами оценены параметры их пространственно-временной изменчивости. В разделе 5 результаты анализа для ограниченного района к северу от архипелага Северная Земля включены в контекст расширенной задачи о переносе и трансформации АВ в восточно-атлантическом секторе СЛО по данным моделирования. В заключительном разделе сформулированы основные выводы статьи.

2. Материалы и методы

Проблема содержательного анализа данных натурных наблюдений с целью объективного описания структуры и изменчивости гидрофизических полей в океане связана с пространственной фрагментарностью наблюдений и их привязкой к фиксированным моментам времени. С другой стороны, результаты расчетов на математических моделях и данные океанского реанализа позволяют воспроизвести целостную картину структуры и изменчивости гидрофизических полей с пространственной дискретностью, равной шагу расчетной сетки на временном масштабе, равном продолжительности расчета. Однако результаты расчетов на численных моделях и данные реанализа пока не позволяют полностью заменить данные натурных наблюдений из-за недостаточного разрешения моделей и использования упрощенных параметризаций подсеточных процессов. С учетом этого, объединение возможностей, предоставляемых в рамках различных методов исследований, представляется оптимальным подходом для обоснованного документирования пространственно-временной изменчивости гидрофизической структуры вод.

2.1. Данные натурных наблюдений

Автономные буйковые станции представляют собой хорошо зарекомендовавшую себя наблюдательскую платформу, обеспечивающую долговременный мониторинг ключевых параметров состояния морской среды. В свободных ото льда районах Мирового океана, АБС, стационарно устанавливаемые в заданной точке, массово применяются со второй половины 20-го века. В СЛО применение АБС активно началось с 2000-х гг. благодаря развитию технических средств, обеспечивающих их постановку в притопленном состоянии, т. е. с расположением верхнего несущего буйа на глубине 50–100 м подо льдом, а также поиск и подъем АБС в условиях сплошного ледяного покрова. Принципиальная схема всех поднятых в исследуемом районе АБС идентична: на глубине 40–60 м располагался основной несущий буй, удерживавший на плаву всю измерительную систему. На несущем тросе закрепляются измерительные приборы, в число которых на различных станциях входили: гидрологические зонды MicroCAT SBE37 [32] для точечной регистрации температуры, электропроводности и давления, и акустические доплеровские профилографы скорости и направления течения в водных слоях. Вспомогательный инструментарий, необходимый для выполнения постановки и подъема гирлянды с измерительными приборами, включают акустический транспондер и размыкатели, а также «якорь» — бетонный блок, обеспечивающий неизменное положение АБС в заданной точке пространства. Основными исходными данными для анализа послужили записи температуры и электропроводности (пересчитанной в практическую соленость) MicroCAT SBE37 [32] с точностью 0,002 °C и 0,03 мС/м соответственно и дискретностью измерений 15 мин. Подробное описание размещения измерительных приборов на АБС содержится в [26]. В качестве дополнительного источника информации были использованы данные зондирования с помощью СТД-зонда SeaBird SBE19plus (во время постановки и подъема АБС), с точностью измерений 0,005 °C и 0,05 мС/м соответственно.

Загруженные в базу данных ряды измерений на АБС были подвергнуты дополнительной обработке. Ряд записей солености содержал фрагменты с явными выбросами (на 1 ЕПС и более), которые не могли быть физически обоснованы исправлены. В случае, если такие выбросы были локализованы в начале или в конце записи, они удалялись, а укороченная запись использовалась для последующего анализа. Если же фрагменты с выбросами встречались на протяжении всей записи, такая запись в дальнейшем не использовалась. Качество исходных данных были проверено на предмет возможных выбросов (превышающих удвоенное СКО от скользящего среднего с окном 1 мес.), после чего сомнительные данные были заменены на линейно интерполированные значения. Общее число откорректированных указанным способом данных составило около 7 % в данных солености и менее 4 % в данных температуры. После этого было выполнено суточное осреднение. Чтобы минимизировать изменения параметров, связанные со смещениями приборов по вертикали, измерения, на глубинах, превышающие 40 м от минимальной глубины соответствующего прибора, заменялись линейно интерполированными значениями. Полученные в результате описанных процедур ряды температуры и солености с суточным временным шагом были в дальнейшем использованы для анализа. К сожалению, значительная часть записей солености, прошедших описанный формальный контроль, при сравнении с измерениями СТД-зондом во время постановки и во время подъема станций показали значительные отличия (вплоть до 0,15 ЕПС). В случае, если такие соленостные ряды были также слабо коррелированы с соответствующими температурными рядами и/или показывали необоснованные тренды (больше похожие на устойчивый «дрейф» датчика электропроводности), они считались недостоверными и не использовались для анализа.

2.2. Модель NEMO

Модель NEMO v3.6 [33] основана на полных уравнениях движения несжимаемой жидкости, в которых приняты традиционные приближения гидростатики и Буссинеска. В модели используются несколько систем координат: сферическая, декартова и криволинейная. Использование различных систем координат позволяет строить глобальные и региональные реализации NEMO, а также модели, в которых используются криволинейные сетки, обеспечивая удовлетворительное разрешение приповерхностного и придонного пограничных слоев. В модели предусмотрена возможность подключения глобальных моделей циркуляции атмосферы для задания внешних воздействий и программных блоков для расчета ледового режима и биохимических трансформаций. Для данного исследования была адаптирована под условия пан-арктического региона конфигурация модели NEMO с ледовым блоком LIM3 [34]. При параметризации вертикальной диффузии/вязкости использовалась модель замыкания турбулентной энергии по схеме GLS (Generic Length Scale scheme) [33]. Горизонтальное перемешивание реализовывалось оператором Лапласа для трас-

серов и билапласианом для импульса с использованием параметризации Смагоринского [33]. Для задания граничных условий как на двух открытых границах океанского и ледового блока, так и на границе океан-атмосфера использовались данные продуктов реанализа: глобального океанского «GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030» [35] и атмосферного реанализа ERA5 [36]. Приливы на открытых границах задавались на основе данных, полученные в ходе расчетов на инверсионной приливной модели TPXO7.2 [37]. При подготовке начальных данных по распределению температуры и солёности в расчетной области модели использовались климатические данные из базы данных World Ocean Atlas 2018 [38], которые интерполировались в узлы ортогональной криволинейной расчетной сетки модели с пространственным разрешением 4–8 км. Распределение глубин Мирового океана в узлах выбранной сетки было получено на основе базы данных GECO [2].

2.3. Вейвлет-анализ

Для количественной оценки параметров цикличности в измеренных и рассчитанных временных рядах температуры и солёности был применен метод вейвлет-преобразования. Преимущество вейвлет-преобразования для исследования периодических процессов по сравнению с традиционным гармоническим анализом, заключается в возможности выявления локальных циклов, параметры которых зависят от времени, что чаще всего и бывает в рядах гидрофизических характеристик. Вейвлет-преобразование заключается в том, что исходная функция раскладывается по базису, каждая функция которого характеризует как определенную пространственную (временную) частоту, так и ее локализацию в физическом пространстве (во времени). В данном исследовании для анализа временной изменчивости термохалинных характеристик на АБС был использован вейвлет Морле, представляющий из себя плоскую волну, модулированную гауссианой с центральной безразмерной частотой, равной 6 [39].

3. Вертикальная структура вод

Вертикальное распределение температуры, солёности и аномалии потенциальной плотности во время постановки (в сентябре 2015 г.) и подъема (в сентябре 2018 г.) АБС представлено на рис. 2. Как следует из приведенных распределений, вертикальная структура вод в исследуемом районе достаточно стабильна на межгодовом масштабе времени. По температуре и солёности надежно выделяются характерные для исследуемого района структурные зоны [3]. Прогретые ($T = -0,2...+0,2$ °С) и распресненные ($S = 31-33$ ЕПС), вследствие сезонного радиационного нагрева и таяния льда воды, занимают поверхностный слой 0–20 м. Ниже (до глубины 80–100 м) расположен слой так называемого холодного галоклина [5], в пределах которого солёность увеличивается на несколько единиц, а температура практически не меняется, оставаясь близко к точке замерзания. Под слоем холодного галоклина находится промежуточный слой, занятый ФАВ, верхняя граница которого выделяется по резкому термоклину, в пределах которого температура повышается на несколько градусов. Как отмечалось выше, ФАВ традиционно принято идентифицировать по положительной температуре воды [1]. Соответственно, его верхняя и нижняя границы в исследуемом районе составляют на АК4 — АК7: 80–100 и 800–900 м соответственно. Температура в ядре ФАВ, расположенном в слое 200–300 м, составляет 2,2–2,4 °С, а солёность — 34,9–35,0 ЕПС, соответственно. На АК1 и АК2 от нижней границы холодного галоклина до дна располагается БАВ с температурой $-0,5...+0,5$ °С и солёностью 34,86–34,88 ЕПС. На АК4 — АК6 БАВ находится между ФАВ и глубинной водной массой с отрицательной температурой и солёностью 34,90–34,91 ЕПС. В окрестности АК3 проходит резкая фронтальная зона между ФАВ и БАВ. В 2018 г. между АК2 и АК3 в диапазоне глубин 100–400 м проходит резкая фронтальная зона ($\Delta T = 0,34$ °С/км, $\Delta S = 0,03$ ЕПС/км), разделяющая ФАВ и БАВ.

Несмотря на принципиальную схожесть вертикальной структуры вод в 2015 и 2018 гг., обращают на себя внимание и заметные различия. Поверхностный слой в сентябре 2018 г. значительно теплее, чем в сентябре 2015 г. В 2018 г. на протяжении всей длины разреза температура поверхностного слоя была больше нуля, тогда как в 2015 г. температура была отрицательной, причем на большей части разреза близка к точке замерзания. Указанное различие вероятно связано с более ранним отступлением ледовой кромки к северу летом 2018 г. по сравнению с летом 2015 г. [40], следствием чего стал более интенсивный радиационный нагрев. Слой холодного галоклина в сентябре 2015 г. в среднем вдвое мощнее, чем в 2018 г. Его нижняя граница в глубоководном бассейне находится ниже 100 м. Слой, занятый ФАВ в 2015 г., локализован в пространстве в районе АБС АК3 — АК5, тогда как в 2018 г. этот слой растянут от АК3 до глубоководного края разреза. Максимальная температура в ядре ФАВ ($\sim 2,5$ °С) в 2018 г. немного выше, чем в 2015 г. ($\sim 2,3$ °С),

тогда как соленость, наоборот, заметно ниже: 34,94 ЕПС против 35,02 ЕПС в 2015 г. Площадь, занятая БАВ в 2018 г., заметно больше, чем в 2015 г., а ее соленость (34,83–34,85 ЕПС) ниже, чем в 2015 г. Описанные особенности вертикальной структуры вод во время постановки и подъема АБС учитывались в дальнейшем для оценки степени достоверности данных, полученных на АБС (см. подраздел 2.1).

4. Пространственно-временная изменчивость термохалинных параметров в слое АВ

Для количественного описания пространственно-временной изменчивости термохалинных параметров в промежуточном слое вод атлантического происхождения был выполнен сравнительный анализ временных рядов температуры и солености по горизонтали и по вертикали, результаты которого представлены в следующих двух подразделах. На рис. 3 показаны средние профили температуры и солености на всех АБС, построенные по записям на горизонтах, данные на которых успешно прошли предварительный контроль качества (см. раздел 2.1).

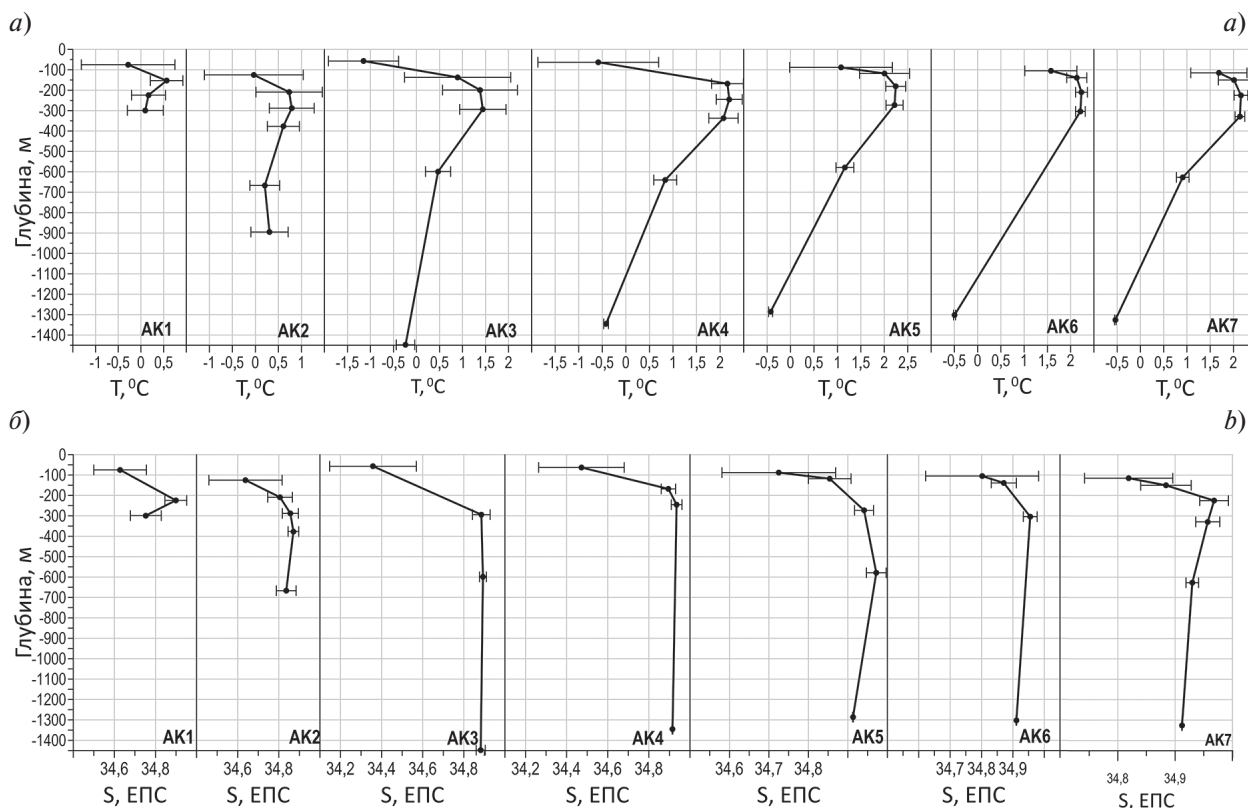


Рис. 3. Средние (по записям на АБС) вертикальные профили температуры, °C (a) и солености, ЕПС (б). Горизонтальные линии — среднеквадратическое отклонение (СКО)

Fig. 3. Mean vertical profiles of temperature (°C; a) and salinity (PSU; b), averaged over the records at the AMS. Horizontal lines indicate standard deviation (SD)

Как следует из приведенного рисунка, наибольшая временная изменчивость наблюдается в верхних слоях, на глубинах выше 200 м, причем при смещении в направлении глубоководного бассейна амплитуда изменчивости уменьшается. Принимая во внимание среднее положение максимума температуры на всех АБС (за исключением АК1) вблизи горизонта 300 м (рис. 3), для анализа временной изменчивости на разных АБС были выбраны близкие друг к другу горизонты в окрестности 300 м.

4.1. Временная изменчивость термохалинных параметров на уровне максимальной температуры воды на разных АБС

Временные ряды температуры и солености на всех АБС на уровне максимальной температуры воды (см. рис. 2 и 3) представлены на рис. 4. На АК2 — АК5 на временном интервале с 2015 по 2017 г. в записях

как температуры, так и солёности надёжно выделяется годовой цикл с синхронными экстремумами: минимумом — в апреле–июне и максимумом — в ноябре–декабре. В 2018 г. указанная закономерность нарушается: в мае вместо минимума наблюдается максимум. Последнее, вероятно связано с прохождением температурной/солёностной аномалии, не связанной с годовым циклом. Это следует из того, что тенденция к сезонному уменьшению температуры и солёности в начале 2018 г. наблюдается, как и в предшествующие 2 года, но в конце марта эта тенденция прерывается и происходит рост температуры и солёности до достижения максимума в апреле–мае. Продолжительность экстремального состояния термохалинных характеристик не симметрична относительно среднего. Минимумы и температуры, и солёности более ярко выражены и кратковременны, составляя от одного (АК2, АК5) до двух с половиной (АК3, АК4) месяцев. Максимумы — более плавные и длительные: продолжительность временного интервала, когда температура/солёность близки к максимальным значениям составляет от трех (АК5) до одиннадцати (АК3) месяцев. В целом можно утверждать, что на АБС АК2–АК5 в пределах годового цикла интервалы медленного увеличения/уменьшения значений термохалинных характеристик перемежаются с интервалами их быстрого падения/роста.

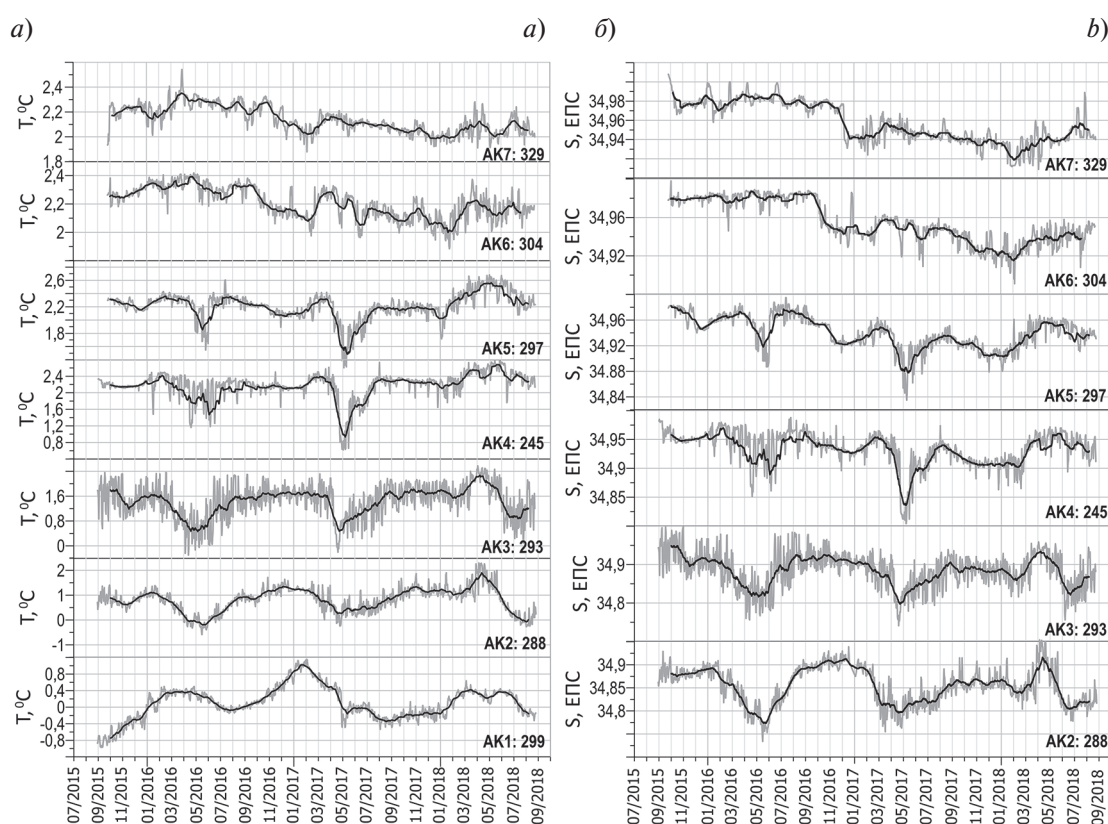


Рис. 4. Временные ряды температуры (а) и солёности (б) в слое АВ (номера АБС и горизонты измерений указаны на рисунке). Жирными линиями показано скользящее с окном осреднения 1 мес. *Примечание:* временной ряд солёности на горизонте 299 м был отбракован (см. пояснения в подразделе 2.1)

Fig. 4. Time series of temperature (a) and salinity (b) in the AW layer (mooring IDs and measurement depths are indicated in the figure). Bold lines show a 1-month moving average. *Note:* the salinity time series at 299 m was discarded (see subsection 2.1 for details)

На глубоководных АБС АК6 и АК7 в записях температуры и солёности также можно выявить годовую цикличность, но гораздо менее выраженную. При этом, фаза годового цикла практически противоположна фазе на АБС АК2–АК5, с минимумом в ноябре–декабре, а максимумом — в апреле–мае. Другим существенным отличием записей температуры и солёности на АБС АК6 и АК7 от записей на более мелководных АБС является наличие явного отрицательного тренда в записях как температуры, так и солёности. Резкое падение солёности (на 0,04 ЕПС), менее выраженное в ходе температуры, на АК6 и АК7 датируется октябрём–декабрём 2016 г. Чуть меньшее, но вполне заметное уменьшение солёности произошло в это же время на АБС АК5 и АК4. Весной и летом 2018 г. на АК6 и АК7 хорошо заметно повышение температуры

и солёности, отмеченное выше для АК2–АК5, и предположительно связанное с прохождением температурной/солёностной аномалии. Однако на двух глубоководных АБС указанное возрастание значений термохалинных характеристик также согласуется с фазой годового цикла и возможно не связано с аномалией, отмеченной на АБС АК2–АК5.

Во временной изменчивости температуры на самой мелководной АБС АК1 также присутствует явный годовой цикл, но со смещенной относительно всех других АБС фазой: максимум — в феврале–марте, а минимум — в августе–сентябре. В отличие от записей на других АБС, экстремумы температуры близки по продолжительности. В первой половине записи (до начала 2017 г.) наблюдается явный положительный тренд, а после достижения максимума в феврале 2017 г. тренд меняется на противоположный. Поскольку на АК1 приборы на всех измеренных уровнях регистрировали параметры БАВ (см. рис. 2 и 3), то очевидно, что закономерности временной изменчивости термохалинных параметров на этой АБС должны отличаться от АК4–АК7, на которых приборы, установленные вблизи 300 м, должны были располагаться в пределах ФАВ. Если обратиться к рис. 2, то можно заметить, что на соседних АБС АК2 и АК3, глубинные приборы (667 и 599 м) с самого начала измерений находились в БАВ, тогда как при подъеме АБС в пределах БАВ оказались также глубинные приборы на АК4 (640 м) и АК5 (579 м). Возможные связи между этими записями рассмотрены в следующем подразделе.

Для количественной оценки степени связности временных рядов температуры и солёности в пространстве были посчитаны коэффициенты кросс-корреляции для рядов с суточными значениями и рядов, сглаженных скользящим месячным средним. Результаты расчета представлены в табл. 1. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-*p* value) составляет более 0,99.

Таблица 1

Table 1

Коэффициенты кросс-корреляции для температурных рядов (над диагональю) и солёностных рядов (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series (below the diagonal)

АБС	АК1–299 м	АК2–288 м	АК3–293 м	АК4–245 м	АК5–297 м	АК6–304 м	АК7–329 м
АК1	1	0,11/0,16	–0,02/–0,02	0,08/0,06	0,11/0,08	0,00/0,00	–0,02/0,01
АК2	–	1	0,65/0,91	0,35/ 0,53	0,22/0,34	–0,33/–0,38	–0,37/–0,47
АК3	–	0,62/0,89	1	0,39/ 0,68	0,25/ 0,50	–0,25/–0,35	–0,29/–0,47
АК4	–	0,28/0,46	0,34/ 0,63	1	0,62/0,82	–0,07/–0,19	–0,21/–0,41
АК5	–	0,20/0,26	0,27/0,48	0,65/0,78	1	0,11/0,14	0,01/–0,03
АК6	–	0,03/–0,01	0,07/0,12	0,41/0,41	0,60/0,71	1	0,67/0,84
АК7	–	0,02/0,02	0,07/0,12	0,34/0,36	0,54/0,66	0,82/0,93	1

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

Высокие положительные корреляции как для температурных, так и для солёностных рядов отмечены для АК2–АК5, причем для рядов, сглаженных месячным скользящим средним, коэффициенты корреляции в большинстве случаев превышают 0,5. Последнее указывает на большую связность этих рядов в низкочастотном диапазоне. Высокая положительная корреляция между температурными и солёностными рядами наблюдается также между рядами на самых глубоководных АБС–АК6 и АК7. При этом корреляция между рядами на АК2–АК4 и АК6–АК7 — отрицательная и сравнительно высокая по абсолютным значениям (–0,3... –0,4). Несколько неожиданным оказалось практически полное отсутствие связи между рядами температуры на АК5 и АК6, АК7 при высокой корреляции соответствующих рядов солёности (более 0,5). Это противоречие объясняется наличием сильных отрицательных трендов в рядах солёности на этих трех станциях. При удалении линейного тренда, корреляция между суточными рядами солёности на АК5 и АК6 уменьшается до 0,41, а между АК5 и АК7 — до 0,33. Корреляции между временной изменчивостью температуры на АК1 и остальными АБС близки к нулю, что указывает на практически полное отсутствие связи между процессами, формирующими изменчивость температуры БАВ и температуры в теплом ядре ФАВ в глубоководном бассейне.

На основе выполненного в данном подразделе анализа можно предположить, что в пределах 85-ти км от бровки шельфа к северу архипелага Северная Земля располагаются три ветви АВ, каждая из которых характеризуется своими параметрами изменчивости. Непосредственно у бровки шельфа (АК1) находится БАВ, вытекающая в котловину Нансена из Карского моря вдоль восточного склона желоба Св. Анны [29].

Мористее (АК2–АК5) расположена ре-циркулировавшая в желобе Св. Анны ФАВ [9]. В глубоководной части разреза (АК6–АК7) находится ФАВ, не затекавшая в желоб Св. Анны, и, в силу этого прошедшая меньший путь вдоль континентального склона, благодаря чему сохранившая более высокую среднюю температуру и соленость (см. рис. 4). АБС АК2 и АК5 вероятно расположены близко к границам между различными ветвями АВ, вследствие чего испытывают влияние вод различного возраста и предыстории. Как уже было отмечено ранее, на всех АБС наблюдаются хорошо выраженные внутригодовые колебания с различной фазой и амплитудой. Более детальное обсуждение цикличности в записях температуры и солености представлено в разделе 4.3, где рассматриваются результаты сравнения данных наблюдений на АБС с модельными расчетами.

4.2. Временная изменчивость термохалинных параметров в слое АВ по вертикали

Временные ряды температуры и солености воды в ФАВ, предположительно ре-циркулировавшей в желобе Св. Анны (АК2), и внешней ветви ФАВ (АК7), не подвергавшейся влиянию шельфовых процессов, представлены на рис. 5 и 6.

На АК2 на всех горизонтах прослеживается отмеченный ранее внутригодовой цикл, причем на трех верхних горизонтах (125, 209 и 288 м) его фаза почти полностью совпадает как для температуры, так и для солености. Максимальные значения достигаются в ноябре и сохраняются до февраля, после чего падают до минимальных значений в мае–июне. На горизонте 353 м (ниже ядра ФАВ) наступление экстремумов температуры происходит на 1–2 мес. позже, тогда как фаза колебаний солености сохраняется такой же, как и на вышележащих уровнях. В нижней части атлантического слоя (667 м) наступление экстремумов температуры сдвинуто на несколько месяцев относительно времени их наступления на вышележащих горизонтах — на март–апрель (максимум) и июль–август (минимум). Весной 2018 г. на всех горизонтах (наблюдается синхронный рост температуры и солености), нарушающий фазу годового цикла и отмеченный ранее в атлантическом слое по данным измерений на других АБС. Вероятной причиной этого события является прохождение положительной термохалинной аномалии, сформировавшейся вверх по потоку в Северо-Европейском бассейне или в Атлантическом океане, что неоднократно происходило в прошлом [13, 18].

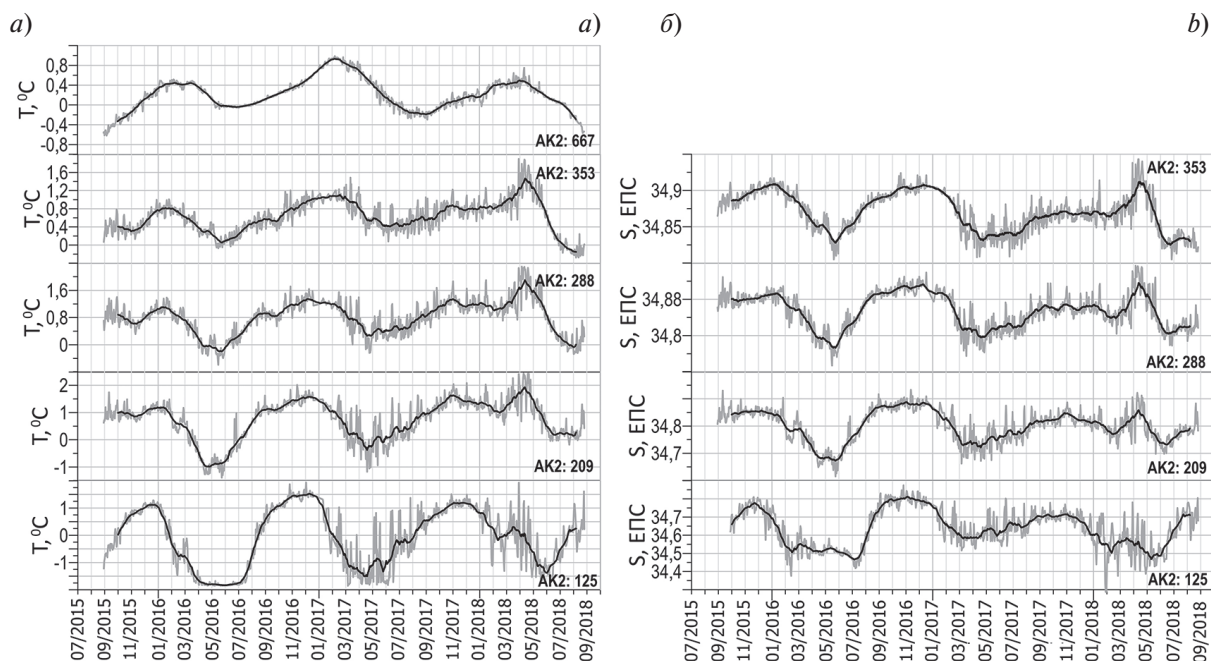


Рис. 5. Временные ряды температуры (а) и солености (б) на всех измеренных горизонтах в верхнем 1000-метровом слое на АБС АК2. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 5. Time series of temperature (a) and salinity (b) at all measured horizons in the upper 1000 m layer at AK2 AMS. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

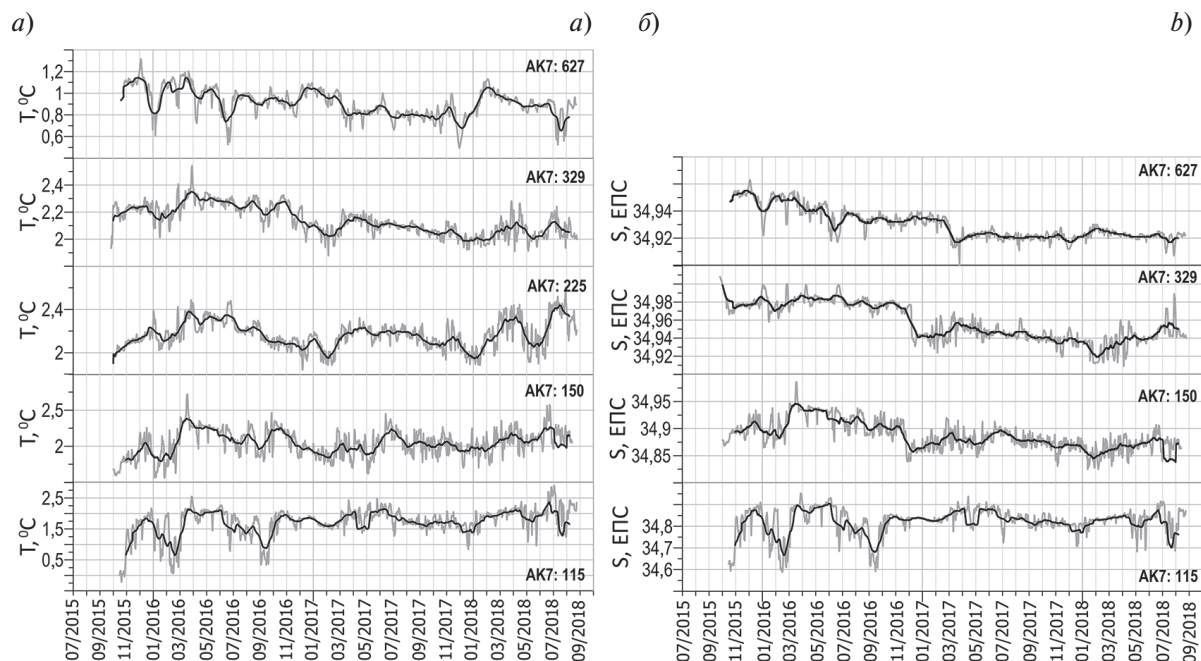


Рис. 6. Временные ряды температуры (а) и солёности (б) на всех измеренных горизонтах в верхнем 1000-метровом слое на АБС АК7. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 6. Time series of temperature (a) and salinity (b) at all measured horizons in the upper 1000-meter layer at AK7 mooring. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

В «невозмущенной» ветви ФАВ на АК7 наблюдается значительно более слабая когерентность временной изменчивости термохалинных характеристик по вертикали. Визуальная схожесть временных рядов (с квази-синхронным наступлением минимумов и максимумов в годовом ходе) присутствует для температуры на горизонтах 225 и 329 м. Для солёностных рядов обращают на себя внимание согласованные отрицательные тренды на горизонтах 329 и 627 м. Для остальных рядов на АБС АК7 выделить какие-то характерные общие черты весьма проблематично.

Для временных рядов на АБС АК2 и АК7 также были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции, представленные в табл. 2 и 3. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-p_value) составляет более 0,99.

На АБС АК2 наблюдаются высокие коэффициенты (в основном более 0,5) корреляции во всем верхнем слое вод от 125 до 353 метров. В ядре атлантической воды (209–353 м) коэффициенты корреляции, для сглаженных скользящим средним значений, достигают 0,92–0,93. Это означает, что весь слой вод от 125

Таблица 2

Table 2

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС АК2 для температурных рядов (над диагональю)
и солёностных рядов (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series
(below the diagonal) on AK2 mooring

Горизонт, м	125	209	288	353	667
125	1	0,79/0,83	0,56/0,62	0,31/0,34	–0,01/–0,01
209	0,69/070	1	0,88/0,92	0,64/0,67	0,12/0,14
288	0,48/ 0,51	0,87/0,94	1	0,86/0,89	0,34/0,39
353	0,36/0,39	0,72/0,79	0,88/0,93	1	0,64/0,71
667	0,17/0,18	0,28/0,30	0,37/0,41	0,55/0,60	1

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

Таблица 3
 Table 3

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС АК7 для температурных рядов (над диагональю)
 и соленостных рядов (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series
 (below the diagonal) on AK7 mooring

Горизонт, м	115	150	225	329	627
115	1	0,30/0,48	0,35/0,29	0,01/0,12	0,06/–0/08
150	0,05/0,16	1	0,37/0,51	0,19/0,42	0,03/0,05
225	–	–	1	0,39/0,46	0,06/–0,09
329	0,06/–0,10	0,67/0,84	–	1	0,32/0,42
627	0,10/–0,11	0,50/0,62	–	0,57/0,72	1

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

до 353 м на АК2 представляет единую водную массу, термохалинные параметры в которой меняются под действием одних и тех же крупномасштабных процессов. Вблизи нижней границы АВ ситуация меняется и связь с верхней частью АВ заметно ослабевает. Последнее вероятно связано с тем, что прибор на горизонте 667 м в течение всего периода измерений находился в зоне влияния БАВ.

На АБС АК7 картина совершенно иная. Значимая корреляция между температурными рядами наблюдается только в самом ядре АВ, причем только для сглаженных рядов с отфильтрованной высокочастотной изменчивостью. Высокая (более 0,5) корреляция в нижней части атлантического слоя прослеживается между соленостными рядами, но отсутствует для температурных рядов. Как было отмечено в предыдущем подразделе, ряд приборов на разных АБС, выполнявших измерения на разных уровнях, оказались в зоне влияния БАВ.

Это дало возможность оценить степень связности температурных рядов, записанных этими приборами (соленостные ряды оказались неудовлетворительными по причинам, изложенным в подразделе 2.1, и по этой причине не использовались для анализа). На рис. 7 показаны соответствующие температурные ряды. Когерентность рядов на АК1 (299 м), АК2 (667 м) и АК3 (599 м), находившихся в зоне влияния БАВ как во время их постановки, так и во время подъема, хорошо выделяется визуально. Годовой цикл явно присутствует в этих записях, с достижением максимальных значений в феврале–марте, а минимальных — в августе–сентябре. На АК4 (640 м) и АК5 (578 м) выделяется начальный участок (примерно до апреля 2016 г.) с повышенной температурой (1,4, 1,6 °C соответственно), после которого температура резко падает до 0,2 °C на АК4 и 0,6 °C — на АК5 и на всей последующей записи сохраняется пониженной по сравнению с ее значениями в начале записей. Поскольку во время постановки соответствующие приборы на этих АБС находились в зоне влияния ФАВ, а в момент подъема — в зоне влияния БАВ (см. рис. 3), логично предположить, что в апреле 2016 г. произошло резкое усиление потока БАВ, что и привело к наблюдаемым изменениям в записях. Для проверки этой гипотезы были посчитаны коэффициенты кросс-корреляции между записями, показанными на рис. 7.

Они представлены в табл. 4. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-p_value) составляет более 0,99. Высокие значения коэффициентов корреляции для температурных рядов на АК1, АК2 и АК3 указывают на то, что соответствующие приборы на этих АБС в течение всего периода измерений находились в одной и той же водной массе, временные изменения температуры в которой были обусловлены одними и теми же процессами.

Полные временные ряды температуры в глубинном слое на АК4 и АК5 практически не связаны с температурным рядом на АК1 и слабо связаны с рядами на АК2 и АК3. Однако, если учесть резкое и синхронное падение температуры в записях на этих приборах в апреле 2016 г. (см. рис. 7) и посчитать коэффициенты корреляции с удаленной начальной частью записей, то соответствующие коэффициенты корреляции заметно возрастают, а для сглаженных записей в двух случаях из трех превышают 0,5. Этот факт дает существенный аргумент в пользу высказанного выше предположения, что с мая 2016 г. и до подъема станций глубинные приборы на АБС АК4 и АК5 оставались в зоне влияния БАВ.

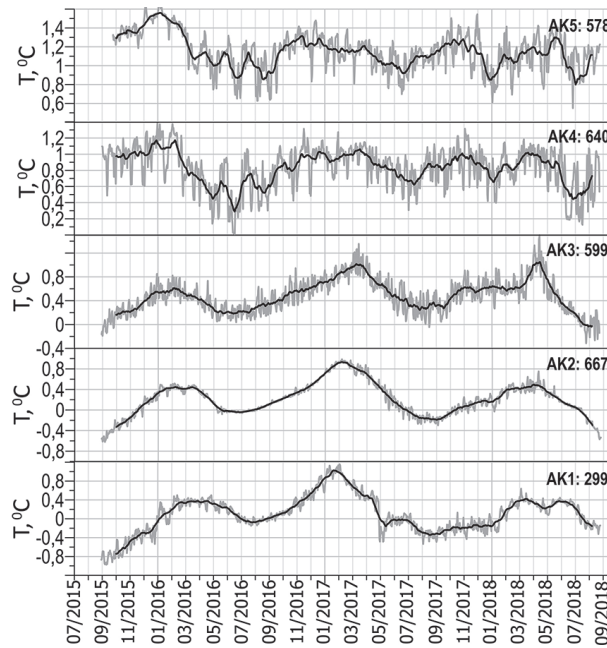


Рис. 7. Временные ряды температуры на всех АБС АК1–АК5, оказавшиеся в зоне влияния БАВ. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 7. Temperature time series at AK1–AK5 AMS, located in the zone influenced by BAW. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

Таблица 4

Table 4

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС в зоне влияния БАВ для полных температурных рядов (над диагональю) и температурных рядов с удаленной записью до апреля 2016 г. (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for complete temperature series (above the diagonal) and temperature series with deleted records up to April 2016 (below the diagonal) on moorings in the BAW influence zone

АБС -Горизонт, м	АК1–299	АК2–667	АК3–599	АК4–640	АК5–578
АК1–299	1	0,84/0,87	0,53/0,64	0,03/0,03	0,02/0,05
АК2–667	—	1	0,77/0,88	0,26/38	0,13/0,19
АК3–599	—	—	1	0,39/0,53	0,11/0,22
АК4–640	0,21/0,32	0,40/ 0,59	0,50/ 0,78	1	0,45/ 0,74
АК5–578	0,22/0,33	0,22/0,37	0,19/0,44	—	1

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

4.3. Пространственно-временная изменчивость термохалинных характеристик по модельным расчетам

По результатам расчета на модели NEMO были воспроизведены ряды температуры и солёности в позициях семи АБС, на аналогичных вертикальных уровнях и на протяжении того же временного интервала, когда выполнялись измерения на кластере АБС. Удовлетворительное соответствие данным наблюдений было получено только на трех самых мелководных АБС: АК1, АК2 и АК3, расположенных в высокоскоростном ядре АПТ [26]. На остальных АБС значения температуры по результатам моделирования оказались сильно заниженными по сравнению с данными наблюдений, а временная изменчивость существенно отличалась от наблюдаемой. Подобные отличие в глубоководной части бассейна возможно связаны с малыми скоростями течений [26, 41] на удалении от стрежня АПТ. При масштабе скорости течения 1–2 см/с даже

малые отклонения модельной скорости от реальной могут приводить к противоположному направлению переноса вод, что неизбежно отражается на термохалинных параметрах. С учетом этого, для сравнительного анализа с данными наблюдений были использованы только АБС АК1 — АК3. Временная изменчивость температуры и солёности на уровне максимума температуры по данным наблюдений (аналогично представленной на рис. 4), результатам расчетов на модели NEMO приведены на рис. 8. Ряды солёности на АБС АК1 показаны на горизонте 220 м, поскольку ряд солёности на горизонте 299 м был сочтен недостоверным по причинам, изложенным в подразделе 2.1.

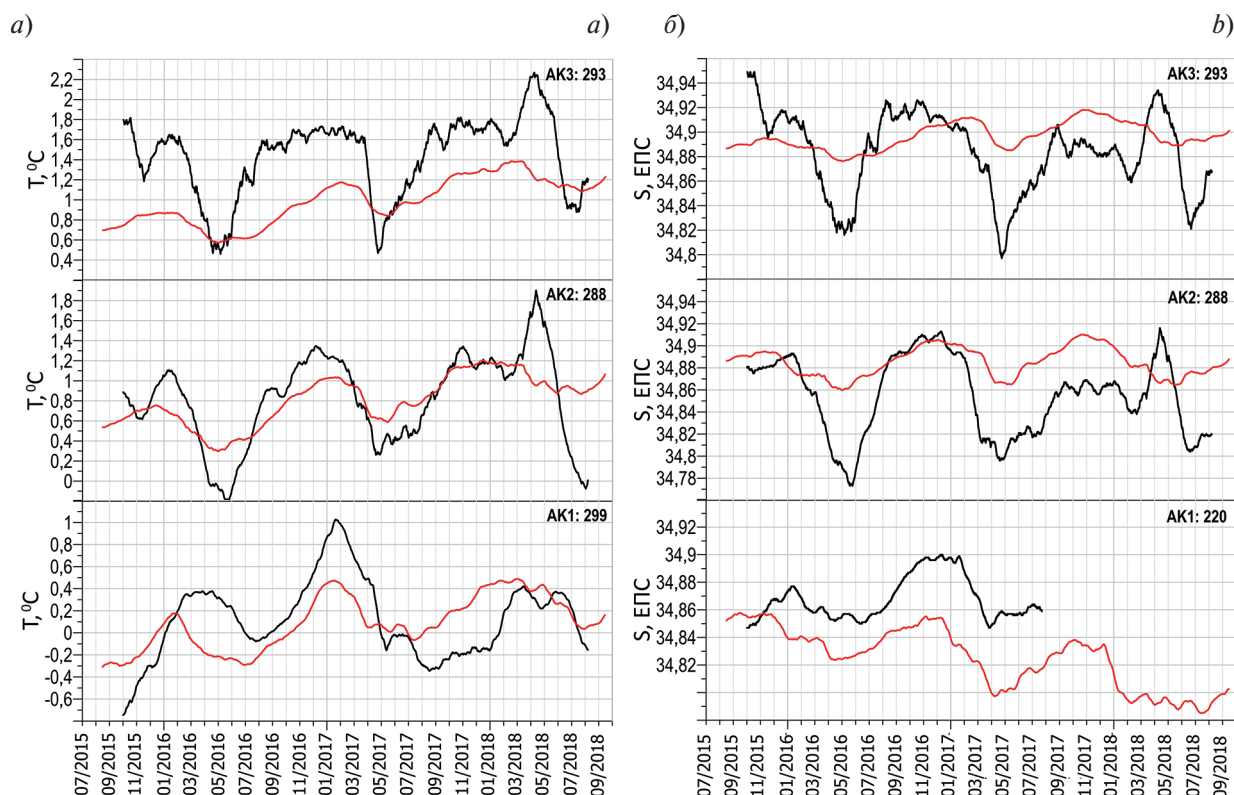


Рис. 8. Временные ряды скользящего среднего с окном осреднения в 1 мес. температуры (а) и солёности (б) в слое АВ по данным наблюдений (черные линии) и модели NEMO (красные линии). Номера АБС и горизонты измерений указаны на рисунке

Fig. 8. Time series of 1-month moving average of temperature (a) and salinity (b) in the AW layer from observations (black lines) and the NEMO model (red lines). Mooring numbers and measurement depths are indicated in the figure

В целом модель достаточно адекватно воспроизводит крупномасштабную изменчивость во временных рядах термохалинных характеристик, включая годовой цикл. На АК2 и АК3 фаза внутригодовых колебаний температуры и солёности совпадает с реальной с точностью до месяца. На АК1 наступление максимума температуры в 2016 г. по данным модели опережает фактическое на 2 мес., но в дальнейшем это различие уменьшается до месяца, как и на других АБС. Амплитуда годовых колебаний по данным модели ожидаемо меньше фактической. Это очевидно связано с тем, что любая численная модель в той или иной степени сглаживает экстремумы вследствие существования модельной вязкости [42]. Для количественной оценки параметров годового цикла и оценки соответствия этих параметров во временных рядах, построенным по инструментальным наблюдениям и по результатам моделирования, был выполнен вейвлет-анализ временных рядов. Для более аккуратной количественной оценки параметров годового цикла во временных рядах был выполнен вейвлет-анализ инструментальных данных и результатов моделирования. Для иллюстрации, на рис. 9 приведены скейлограммы для рядов температуры и солёности на горизонте 288 м.

На всех скейлограммах температуры и солёности по натурным и по модельным данным выделяется период близкий к одному году (365 сут). Безразмерные максимумы спектральной плотности для температуры и для солёности по инструментальным данным примерно вдвое больше, чем по модельным данным

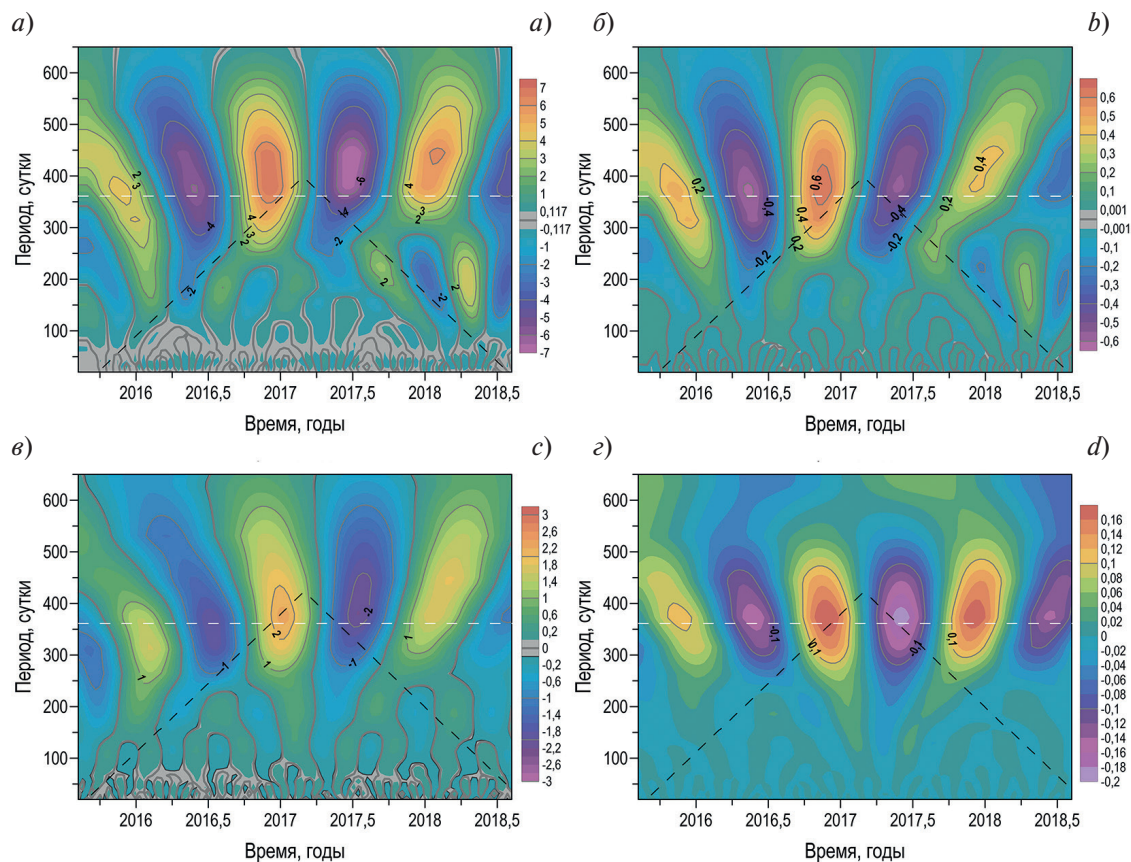


Рис. 9. Вейвлет-скейлограммы температуры (слева) и солёности (справа) на АБС АК2 на горизонте 288 м по данным измерений (а, б) и модели NEMO (в, г). Белая пунктирная линия показывает период 365 сут. Заштрихованы зоны с уровнем значимости менее 95 %. Зона достоверности, выше которой сказывается влияние границ, ограничена сверху черной пунктирной линией

Fig. 9. The local wavelet power spectra of temperature (left) and salinity (right) at AK2 mooring at 288 m based on observations (a, b) and the NEMO model (c, d). The white dashed line marks the 365-day period. Shaded areas indicate regions with significance below 95 %. The cone of influence, where edge effects become important, is bounded above by the black dashed line

и являются статистически значимыми. Различие в положении максимумов температуры и солёности на временной оси по инструментальным и по модельным данным составляет не более двух месяцев. Согласно представленным распределениям, годовой цикл является стационарным, поскольку явно присутствует на скейлограммах температуры и солёности, как по натурным, так и по модельным данным на всем рассматриваемом временном интервале. При этом, следует оговориться, что формально, на большей части временных рядов годовой период попадает в область, в пределах которой сказывается влияние границ, что связано с ограниченной продолжительностью наблюдений. Это означает, что результаты, лежащие выше так называемой зоны достоверности, показанной на рис. 9 черным пунктиром, следует интерпретировать с осторожностью. Тем не менее, наличие подобного цикла полностью соответствует периодичности, следующей из графиков временных рядов по данным наблюдений (см. рис. 4 и 5) и модели NEMO (см. рис. 8), и на основании этого, сомнений не вызывает.

Обобщая представленный в данном разделе анализ, можно заключить, что хотя расчетные данные и занижают амплитуду наблюдаемых в реальности сезонных колебаний, они правильно воспроизводят период колебаний и удовлетворительно согласуются с данными наблюдений на склоновых АБС АК1–АК3 по фазе. Это означает, что данные моделирования качественно верно воссоздают пространственно-временную изменчивость гидрофизических полей в высокоскоростном ядре АПТ. Последнее дает объективные основания к применению результатов численного моделирования для проверки гипотезы об адвективном переносе сезонного сигнала для всего восточно-атлантического сектора СЛО.

5. Пространственно-временная изменчивость температуры АВ в восточно-атлантическом секторе СЛО

Как было продемонстрировано в предыдущих разделах, на АК2, где расположено ядро АПТ со средней скоростью течения (более 10 см/с) [26] в слое 125–288 м отмечены когерентные колебания температуры с периодом около 12 мес. (см. рис. 5, а). Колебания с таким же периодом были ранее выявлены вдоль траектории АПТ в других районах восточно-атлантического сектора СЛО (см. ссылки во Введении). Фаза максимума температуры, под которой мы будем в данном контексте понимать месяц наступления максимума температуры воды в верхней части ФАВ (от нулевой изотермы до температурного максимума) в различных районах не одинакова. Между Шпицбергом и Землей Франца Иосифа (30° в.д.) она приходится на ноябрь [15], на западном склоне желоба Св. Анны в районе (60° в.д.) — на февраль [22], а к северу от архипелага Северная Земля (90° в.д.) — на январь (см. рис. 5).

Насколько описанная по данным наблюдений последовательность изменения фазы согласуется с данными моделирования, можно оценить по представленным на рис. 10 картам среднемесячной температуры воды в восточно-атлантическом секторе СЛО на горизонте 135 м с ноября 2016 г. по февраль 2018 г., построенным по результатам расчетов на модели NEMO. Горизонт 135 м выбран в качестве иллюстрации, поскольку амплитуда внутригодовой изменчивости модельной температуры на этом горизонте, наибольшая.

Выберем для рассмотрения три района, расположенных вдоль траектории переноса ФАВ: 1) между восточным Шпицбергом и западным склоном желоба Франц-Виктория (20–45° в.д.); 2) западный склон желоба Св. Анны и континентальный склон к северу-востоку от него (60–70° в.д.); 3) континентальный склон между желобом Воронина и северной оконечностью архипелага Северная Земля (80–95° в.д.), включающий кластер АБС; 4) район поступления БАВ в бассейн Нансена, охватывающий восточный склон желоба Св. Анны и желоб Воронина в Карском море. Положение районов показано на рис. 1. В районе 1 максимальная температура воды (4,9 °C) — абсолютный максимум для всего рассматриваемого сектора СЛО, наблюдается в ноябре 2016 г. В последующие месяцы температура постепенно снижается, достигая минимума (3 °C) в мае 2017 г., после чего растет до очередного абсолютного максимума (4,8 °C) в ноябре 2017 г. В районе 2 хорошо заметно продвижение температурного фронта с ноября 2016 г. до января 2017 г., когда температура к северу от желоба Св. Анны достигает внутригодового максимума (3 °C). В последующие два месяца наблюдается расширение области, занятой более теплой водой в самом желобе Св. Анны и достижение внутригодового максимума температуры (2,5 °C) на границе между Баренцевым и Карским морями. С мая по июль температура в районе 2 падает до внутригодового минимума (2,1 °C), после чего снова начинается ее рост до максимума в январе 2018 г. В районе 3 хорошо заметно возрастание температуры с ноября 2016 г. (0,9 °C) до февраля 2017 г. (1,5 °C), после чего температура падает, достигая минимума (0,5 °C) в мае 2017 г. С июня 2017 г. до ноября температура растет до очередного внутригодового максимума 1,6 °C в ноябре 2017 г. Здесь налицо явное расхождение с базовой гипотезой, согласно которой в районе 3 рост температуры должен был бы происходить в феврале–апреле по мере смещения температурного фронта в потоке АПТ вдоль устьев желобов Св. Анны и Воронина, чего не происходит, как по данным моделирования, так и по данным измерений (см. рис. 5 и 8). Возможное объяснение этого противоречия можно найти, если обратиться к району 4, изменения температуры в котором характеризуют БАВ, которая выносится в бассейн Нансена через желоб Св. Анны. Внутригодовой максимум температуры в районе 4 наблюдается в ноябре — декабре 2016 г. В эти два месяца относительно теплая вода (0,4–0,8 °C) полностью заполняет восточный склон желоба Св. Анны и практически весь желоб Воронина. С февраля до июня 2017 г. температура в районе 4 падает до минимальных внутригодовых значений (–0,8 °C), после чего начинает расти до максимума (0,8 °C) в ноябре 2017 г., именно интенсивным перемешиванием с холодной БАВ объясняется блокирование поступательного движения температурного фронта ФАВ с февраля до июля 2017 г., и даже его реверсивное движение в апреле и мае в районе 3. Дополнительный аргумент в пользу такого объяснения дают временные ряды температуры, представленные на рис. 4. На АК3–АК5 резкое синхронное падение температуры на 1–1,5 °C и солёности на 0,08–0,12 ЕПС отмечено в апреле 2017 г., тогда как на более удаленных от шельфа АБС (АК6 и АК7) такой эпизод отсутствует. Это различие во временных рядах на мелководных и глубоководных АБС вероятно показывает приблизительную границу вторжения холодной и более пресной БАВ в область, занимаемую ФАВ. Мористее этой границы фаза сезонных колебаний сохраняется такой же, как если бы вторжения БАВ не происходило, с внутригодовым максимумом температуры в апреле–мае (см. рис. 4). После того, как температура БАВ начинает расти в июле 2017 г., возобновляется и смещение теплого фронта ФАВ на восток. Необходимые условия для интенсивного перемешивания в районе 3 обеспечиваются замедлением переноса АПТ в районе дивергенции изобат (что согласуется с результатами моделирования) и формированием стационарных замкнутых вихревых структур в устьевой части желоба Св. Анны [43].



январь 2018 г. Даты указаны на отдельных рисунках

Fig. 10. Distribution of mean water temperature at the 135 m level based on NEMO model data from November 2016 to January 2018. Specific dates are indicated on the individual panels

По изменению фазы в районах 1–3 можно приблизительно оценить скорость переноса температурного сигнала в АПТ между восточным Шпицбергенем и северной оконечностью архипелага Северная Земля. На участке 1–2 она близка к средней скорости течения, которая на горизонте 135 м и, согласно модельным расчетам, составляет около 10–15 см/с. На участке 2–3 скорость переноса температурного сигнала примерно на порядок меньше, что в первую очередь объясняется охлаждением ФАВ в марте–июне вследствие перемешивания с БАВ, и лишь во вторую — уменьшением зональной компоненты скорости течения в устьевой части желоба Св. Анны, которая согласно расчетам на горизонте 135 м падает до 3 см/с.

Мощный поток БАВ вдоль восточного склона желоба Св. Анны вытесняет теплое и соленое ядро ФАВ на северную периферию АПТ (к АК6 и АК7), занимая ее место в зоне максимальной скорости течения в верхней части континентального склона. Интенсивное перемешивание через фронт, находящийся в районе АК2 и АК3, приводит к резкому охлаждению/распреснению прилегающей части ФАВ вплоть до АК5 и незначительному повышению температуры/солености на АК1 в начале апреля 2017 г. (см. рис. 4). К началу июля 2017 г. на удаленных от фронта АБС АК4 и АК5 температура и соленость восстанавливаются до значений, близких к наблюдаемым на АК6 и АК7, а на фронтальных АК2 и АК3 сохраняют промежуточные между ФАВ и БАВ значения.

6. Заключение

Выполненный анализ пространственно-временной структуры и изменчивости термохалинных параметров в промежуточном слое вод (АВ) к северу от архипелага Северная Земля по материалам наблюдений на АБС в 2015–2018 гг. позволяет сформулировать следующие выводы.

В пределах 85-ти км от бровки шельфа выделяются три ветви АВ, каждая из которых характеризуется своей предысторией, определяющей изменчивость их термохалинных параметров. Непосредственно у бровки шельфа (АК1) находится БАВ, с горизонтальным масштабом у поверхности океана 10–12 км, которая отделяется фронтальной зоной шириной менее 10 км (АК2 — АК3) от внутренней (ре-циркулировавшей в северной части желоба Св. Анны) ветви ФАВ с горизонтальным масштабом около 40 км (АК4 — АК5). В абиссальной части расположена внешняя («невозмущенная») ветвь ФАВ (АК6 — АК7) с горизонтальным масштабом не менее 50 км.

Наиболее энергоемкая мода временной изменчивости термохалинных параметров на всех АБС определяется внутригодовыми (сезонными) колебаниями с периодом около 12 мес., амплитуда которых уменьшается по мере удаления от бровки шельфа, а фаза различна в разных ветвях АВ. В отдельных ветвях фаза меняется на межгодовом масштабе в диапазоне ± 1 мес. Однонаправленных трендов на масштабе всего интервала измерений не выявлено, однако отмечен ряд событий, нарушивших регулярный характер колебаний: повышение температуры весной 2018 г. во всех ветвях АВ и резкое падение солености во внешней ветви ФАВ в октябре–декабре 2016 г.

Расчетные данные, полученные на модели НЕМО на временном интервале 2015–2018 гг., позволили оценить соответствие представленных выше выводов концепции о преимущественно адвективной природе внутригодовых колебаний температуры, наблюдаемых в ФАВ в бассейне Нансена [15, 20, 21, 22, 25]. Исходя из результатов раздела 5 следует:

- в западной части бассейна Нансена (между Шпицбергенем и западным склоном желоба Св. Анны) изменение фазы внутригодовых колебаний температуры вдоль континентального склона контролируется скоростью АПТ, что подтверждается соответствием скорости переноса температурного сигнала расчетной скорости течения;

- поступление БАВ через желоб Св. Анны нарушает эту закономерность. Мощный поток БАВ (сопоставимый по расходу с потоком АВ через пролив Фрама [44]) вытесняет ФАВ на северную периферию АПТ, занимая ее место у континентального склона. Интенсивное перемешивание через фронт, разделяющий БАВ и внутреннюю ветвь ФАВ, приводит к охлаждению/распреснению последней. В результате этого, наступление максимума температуры во внутренней ветви ФАВ сдвигается вперед на несколько месяцев (от 2-х до 6-ти в зависимости от расстояния от фронта) по сравнению со времени наступления максимума в «невозмущенной» внешней ветви ФАВ.

Представленные выводы позволяют высказать ряд предположений о закономерностях распространения сезонного температурного сигнала в восточной части бассейна Нансена, где он также был зафиксирован по данным инструментальных наблюдений [21, 24]. Поскольку к востоку от желоба Св. Анны в зоне высокой скорости течения (в верхней части континентального склона) оказываются БАВ и прифронтальная часть внутренней ветви ФАВ, наиболее быстрое перемещение сезонного температурного сигнала,

обеспечивающее также сохранение значительной амплитуды колебаний, будет происходить именно в этих ветвях. Внешняя ветвь ФАВ, в которой локализован абсолютный максимум температуры, сдвигается на северную периферию АПТ, где скорость течения на порядок величины меньше, чем у склона [26]. Вследствие этого, перемещение температурного сигнала в теплом ядре ФАВ замедляется (по сравнению с западной частью бассейна Нансена), амплитуда колебаний уменьшается из-за возрастания вклада горизонтального перемешивания, а вклад других возможных механизмов изменчивости возрастает. Последнее находит подтверждение в данных измерений на АБС в море Лаптевых [24].

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда No 24-17-00041.

Funding

The study was carried out with support of the Russian Science Foundation grant No 24-17-00041.

Литература

1. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 190 с.
2. GEBCO: The GEBCO_2023 Grid. URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2023/ (дата обращения: 28.04.2024).
3. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
4. Aagaard K. A synthesis of Arctic Ocean circulation // Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer. 1989. No. 188. P. 11–22.
5. Rudels B., Anderson L.G., Jones E.-P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. Vol. 101, C4. P. 8807–8821. doi:10.1029/96JC00143
6. Rudels B., et al. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget // Progress in Oceanography. 2015. Vol. 132. P. 128–152. doi:10.1016/j.pocean.2014.04.003 EDN: UFPUAT
7. Schauer U., Loeng H., Rudels B., et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2002. Vol. 49, No. 12. P. 2281–2298. doi:10.1016/S0967-0637(02)00125-5 EDN: LHNSFF
8. Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66, № 3. С. 246–266. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266 EDN: EJDFSE
9. Schauer U., Rudels B., Jones E.P., et al. Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins // Annales Geophysicae. 2002. Vol. 20, No. 2. P. 257–273. doi:10.5194/angeo-20-257-2002 EDN: LHGZBJ
10. Иванов В.В., Аксенов Е.О. Трансформация Атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1(95). С. 72–87. EDN: QIKULT
11. Quadfasel D., Sy A., Wells D., et al. A warming of the Arctic // Nature. 1991. Vol. 359. P. 385. doi:10.1038/350385a0
12. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф. и др. Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // Доклады Академии Наук. 1997. Т. 356, № 3. С. 401–403.
13. Polyakov I., Beszczynska A., Carmack E.C., et al. One more step towards a warmer Arctic // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32. L17605. doi:10.1029/2005GL023740
14. Polyakov I.V., et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state // Eos, Transactions, American Geophysical Union. 2007. Vol. 88, No. 40. P. 398–399. doi:10.1029/2007EO400002 EDN: LKUVKH
15. Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A., et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. Vol. 56, No. 1. P. 1–14. doi:10.1016/j.dsr.2008.07.013 EDN: LLQADX
16. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V. et al. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // Journal of Physical Oceanography. 2016. Vol. 46, No. 5. P. 1437–1456. doi:10.1175/JPO-D-15-0144.1 EDN: WVEWCH
17. Walczowski W., Piechura J. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2006. Vol. 33, No. 12. L12601. doi:10.1029/2006GL025872 EDN: MJVDJZ
18. Holliday N.P., Hughes S.L., Bacon S., et al. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, No 3. L03614. doi:10.1029/2007GL032675 EDN: MJVDRR

19. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M., et al. NOWCAST: Fate of early-2000's Arctic warm water pulse // Bulletin of the American Meteorological Society. 2011. Vol. 92, No. 5. P. 561–565. doi:10.1175/2010BAMS2921.1 EDN: OICOZB
20. Dmitrenko I.A., Polyakov I.V., Kirillov S.A., et al. Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002–2004 // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 244. P. 735–743. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.067 EDN: LJXBMD
21. Dmitrenko I., Kirillov S., Ivanov V., et al. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelfbreak // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, C06010. doi:10.1029/2008JC005229 EDN: TRNUTK
22. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82. doi:10.7868/S0003351518010087 EDN: YOFWPH
23. Randelhof J., Ivanov V., et al. Seasonality of the Physical and Biogeochemical Hydrography in the Inflow to the Arctic Ocean Through Fram Strait // Frontiers in Marine Science. 2018. Vol. 5. doi:10.3389/fmars.2018.00224 EDN: VBPBEC
24. Baumann T.M., Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., et al. On the seasonal cycles observed at the continental slope of the Eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Journal of Physical Oceanography. 2018. Vol. 48. P. 1451–1470. doi:10.1175/JPO-D-17-0163.1 EDN: SBJDWL
25. Renner A.H.H., Sundford A., Janout M.A., et al. Variability and redistribution of heat in the Atlantic Water boundary current north of Svalbard // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. Vol. 123, No. 9. P. 6373–6391. doi:10.1029/2018JC013814 EDN: RULRFC
26. Ruiz-Castillo E., Janout M., Hölemann J., et al. Structure and seasonal variability of the Arctic Boundary Current north of Severnaya Zemlya // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023. Vol. 128, No. 1. doi:10.1029/2022JC018677 EDN: ULSVPB
27. Lique C., Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117. C03026. doi:10.1029/2011JC007612 EDN: DQICUU
28. Ivanov V., Maslov P., Aksenov Ye., et al. Shelf-Basin Exchange in the Laptev Sea in the Warming Climate: a model study // Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics. 2015. Vol. 109. P. 254–280. doi:10.1080/03091929.2015.1025776 EDN: UESKGL
29. Dmitrenko I.A., Rudels B., Kirillov S.A., et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, No. 7. P. 5158–5178. doi:10.1002/2015JC010804 EDN: UOJCYL
30. Woodgate R.A., Aagaard K., Muench R.D., et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2001. Vol. 48. P. 1757–1792. doi:10.1016/S0967-0637(00)00091-1 EDN: LYTTTR
31. NEMO Community Ocean Model. URL: <https://www.nemo-ocean.eu/> (дата обращения: 17.04.2023).
32. Sea-Bird Scientific. URL: <https://www.seabird.com/> (дата обращения: 28.08.2024).
33. Zenodo: NEMO shared references. NEMO ocean engine. Version v3.6-patch. URL: <https://zenodo.org/records/3248739> (дата обращения: 25.03.2023). doi:10.5281/zenodo.3248739
34. LIM. The Louvain-la-Neuve sea Ice Model. URL: https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific_notes/lim3_book.pdf (дата обращения: 25.03.2023).
35. Copernicus Marine Service: Ocean products. Global Ocean Physics Reanalysis. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services (дата обращения: 01.12.2022).
36. ECMWF: ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (дата обращения: 17.09.2023).
37. Egbert D.G., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. Vol. 19, No. 2. P. 182–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOB>2.0.CO;2
38. World Ocean Database and World Ocean Atlas Series. WOA18.DATA. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA18/DATA/> (дата обращения: 08.02.2021).
39. Emery W.J., Thomson R.E. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. New York: Elsevier, 2004. 637 p.
40. University of Bremen. Sea Ice Concentration. AMSR-E/AMSR2. URL: <https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/amsr-amsr2> (дата обращения: 08.02.2023).
41. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Alekseev G.V. et al. A Steady Regime of Volume and Heat Transports in the Eastern Arctic Ocean in the Early 21st Century // Frontiers in Marine Science. 2021. Vol. 8. 705608. doi:10.3389/fmars.2021.705608 EDN: QXKYIL
42. Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 295 с.

43. Osadchiev A., Viting K., Frey D., et al. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea // *Frontiers in Marine Science*. 2022. Vol. 9. 915674. doi:10.3389/fmars.2022.915674 EDN: FPFVEH
44. Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability — advection and external forcing encounter constraints and local processes // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8. P. 261–286. doi:10.5194/os-8-261-2012 EDN: RJXZJV

References

1. Timofeev VT. *Water masses of the Arctic Basin*. L.: Gidrometeoizdat; 1960. 190 p. (in Russian).
2. GEBCO: The GEBCO_2023 Grid. Available from: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2023/ (accessed 28 Apr 2024).
3. Nikiforov EG, Shpajxer AO. *Formation regularities of large-scale fluctuations of hydrological regime of the Arctic Ocean*. L.: Gidrometeoizdat; 1980. 270 p. (in Russian).
4. Aagaard K. A synthesis of Arctic Ocean circulation. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*. 1989;188:11–22.
5. Rudels B, Anderson LG, Jones E-P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996;101(C4):8807–8821. doi:10.1029/96JC00143
6. Rudels B, et al. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget. *Progress in Oceanography*. 2015;132:128–152. doi:10.1016/j.pocean.2014.04.003
7. Schauer U, Loeng H, Rudels B, et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002;49(12):2281–2298. doi:10.1016/S0967-0637(02)00125-5
8. Ivanov VV, Frolov IE, Filchuk KV. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter. *Arctic and Antarctic Research*. 2020;66(3):246–266. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266
9. Schauer U, Rudels B, Jones EP, et al. Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. *Annales Geophysicae*. 2002;20(2):257–273. doi:10.5194/angeo-20-257-2002
10. Ivanov VV, Aksenov EO. Atlantic water transformation in the eastern Nansen basin: observations and modeling. *Arctic and Antarctic Research*. 2013;1(95):72–87 (In Russian).
11. Quadfasel D, Sy A, Wells D, et al. A warming of the Arctic. *Nature*. 1991;359:385. doi:10.1038/350385a0
12. Alekseev GV, Bulatov LV, Zakharov VF, Ivanov VV. Intrusion of unusually warm Atlantic Water in the Arctic Ocean. *Reports of Russian Academy of Sciences*. 1997;356(3):401–403. (In Russian).
13. Polyakov I, Beszczynska A, Carmack EC, et al. One more step towards a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2005;32: L17605. doi:10.1029/2005GL023740
14. Polyakov IV, et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 2007;88(40):398–399. doi:10.1029/2007EO400002
15. Ivanov VV, Polyakov IV, Dmitrenko IA, et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2009;56(1):1–14. doi:10.1016/j.dsr.2008.07.013
16. Ivanov V, Alexeev V, Koldunov NV, et al. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. *Journal of Physical Oceanography*. 2016;46(5):1437–1456. doi:10.1175/JPO-D-15-0144.1
17. Walczowski W, Piechura J. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2006;33(12): L12601. doi:10.1029/2006GL025872
18. Holliday NP, Hughes SL, Bacon S, et al. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophysical Research Letters*. 2008;35(3): L03614. doi:10.1029/2007GL032675
19. Polyakov IV, Alexeev VA, Ashik IM, et al. NOWCAST: Fate of early-2000's Arctic warm water pulse. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011;92(5):561–565. doi:10.1175/2010BAMS2921.1
20. Dmitrenko IA, Polyakov IV, Kirillov SA, et al. Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002–2004. *Earth and Planetary Science Letters*. 2006;244:735–743. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.067
21. Dmitrenko I, Kirillov S, Ivanov V, et al. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009;114: C06010. doi:10.1029/2008JC005229
22. Ivanov VV, Repina IA. The effect of seasonal variability of Atlantic water on the Arctic Sea ice cover. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018;54(1):65–72. doi:10.1134/S0001433818010061
23. Randelhof J, Ivanov V, et al. Seasonality of the physical and biogeochemical hydrography in the inflow to the Arctic Ocean through Fram Strait. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5. doi:10.3389/fmars.2018.00224
24. Baumann TM, Polyakov IV, Pnyushkov AV, et al. On the seasonal cycles observed at the continental slope of the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 2018;48:1451–1470. doi:10.1175/JPO-D-17-0163.1

25. Renner AHH, Sundfjord A, Janout MA, et al. Variability and redistribution of heat in the Atlantic Water boundary current north of Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018;123(9):6373–6391. doi:10.1029/2018JC013814
26. Ruiz-Castillo E, Janout M, Hölemann J, et al. Structure and seasonal variability of the Arctic Boundary Current north of Severnaya Zemlya. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128(1). doi:10.1029/2022JC018677
27. Lique C, Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012;117: C03026. doi:10.1029/2011JC007612
28. Ivanov V, Maslov P, Aksenov Ye, et al. Shelf-basin exchange in the Laptev Sea in the warming climate: a model study. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2015;109:254–280. doi:10.1080/03091929.2015.1025776
29. Dmitrenko IA, Rudels B, Kirillov SA, et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120(7):5158–5178. doi:10.1002/2015JC010804
30. Woodgate RA, Aagaard K, Muench RD, et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2001;48:1757–1792. doi:10.1016/S0967-0637(00)00091-1
31. NEMO Community Ocean Model. Available from: <https://www.nemo-ocean.eu/>. (Accessed April 17, 2023).
32. Sea-Bird Scientific. Available from: <https://www.seabird.com/> (Accessed August 28, 2024).
33. Zenodo: NEMO shared references. NEMO ocean engine. Version v3.6-patch. Available from: <https://zenodo.org/records/3248739> (Accessed March 25, 2023). doi:10.5281/zenodo.3248739
34. LIM. The Louvain-la-Neuve sea Ice Model. Available from: https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific_notes/lim3_book.pdf (Accessed March 25, 2023).
35. Copernicus Marine Service: Ocean products. Global Ocean Physics Reanalysis. Available from: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services (Accessed December 1, 2022).
36. ECMWF: ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). Available from: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (Accessed September 17, 2023).
37. Egbert DG, Erofeeva SY. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002;19(2):182–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOB>2.0.CO;2
38. World Ocean Database and World Ocean Atlas Series. WOA18.DATA. Available from: <https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA18/DATA/> (Accessed February 8, 2021).
39. Emery WJ, Thomson RE. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. New York: Elsevier; 2004. 637 p.
40. University of Bremen. Sea Ice Concentration. AMSR-E/AMSR2. Available from: <https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/amsre-amsr2> (Accessed February 8, 2023).
41. Pnyushkov AV, Polyakov IV, Alekseev GV, et al. A steady regime of volume and heat transports in the eastern Arctic Ocean in the early 21st century. *Frontiers in Marine Science*. 2021;8:705608. doi:10.3389/fmars.2021.705608
42. Marchuk GI, Dymnikov VP, Zalesnyj VB. *Mathematical models in geophysical hydrodynamics and numerical methods for their implementation*. L.: Gidrometeoizdat; 1987. 295 p. (In Russian).
43. Osadchiv A, Viting K, Frey D, et al. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:915674. doi:10.3389/fmars.2022.915674
44. Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability — advection and external forcing encounter constraints and local processes. *Ocean Science*. 2012;8:261–286. doi:10.5194/os-8-261-2012

Об авторах

ИВАНОВ Владимир Владимирович, главный научный сотрудник МГУ имени М.В. Ломоносова, ФГБУ «ААНИИ», доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-2569-6027, Scopus AuthorID: 57203338116, WoS ResearcherID: J-5979–2014, SPIN-код (РИНЦ): 9424-7920, e-mail: vladimir.ivanov@aari.ru

ДАНЬШИНА Анна Владимировна, старший научный сотрудник ФГБУ «ААНИИ», кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-5741-9801, Scopus AuthorID: 55781395200, WoS ResearcherID: AEG-1081–2022, SPIN-код (РИНЦ): 2725-4600, e-mail: danshina@aari.ru

СМИРНОВ Александр Викторович, старший научный сотрудник ФГБУ «ААНИИ», кандидат географических наук, ORCID: 0000-0003-3231-7283, Scopus AuthorID: 56264603400, WoS ResearcherID: J-5935–2014, SPIN-код (РИНЦ): 4473-2959, e-mail: alexander.vic.smirnov@gmail.com



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-3
EDN FSMDDHC

УДК 551.465

© Т. М. Максимовская^{1*}, А. В. Зимин¹, О. А. Атаджанова¹, А. А. Коник¹, Е. С. Егорова², Д. В. Моисеев³, 2025

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia

²Marine Research Center at Lomonosov Moscow State University, 1 str. 77 Leninskie Gory, Nauchny Park, Moscow, 119234, Russia

³Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, 17 Vladimirskaia Str., Murmansk, 183038, Russia

*maximovskaja.t@yandex.ru

Variability of the Polar Front Characteristics in the Northwestern Barents Sea Based on In-Situ Observations from 2017 to 2023

Received 23.01.2025, Revised 27.03.2025, Accepted 10.06.2025

Abstract

This study presents oceanographic observations from the R/V Dalnie Zelentsy along the Kola Section (2017–2023), focusing on the northern Polar Front during autumn, winter, and spring. Sea ice anomalies were estimated using data from the World Data Center for Sea Ice (AARI WDC Sea-Ice). Observational data near the Marginal Ice Zone were compared with temperature and salinity fields from global oceanographic datasets, including MERCATOR PSY4QV3R1, CMEMS GLORYS12v1, and TOPAZ5. High-gradient temperature and salinity zones were observed at varying distances from the ice edge along all sections. Over the past three decades, the western Barents Sea has experienced a steady decline in sea ice cover. The northernmost Polar Front along the Kola Section ranged from 48 to 290 km from the ice edge, with temperature gradients of 0.10–0.20 °C/km and salinity gradients of 0.012–0.025 psu/km. The frontal zone width did not exceed 55 km. Among the assessed data products, MERCATOR PSY-4QV3R1 showed the highest correlation with *in situ* measurements.

Keywords: Temperature, salinity, ice conditions, Polar Front, marginal ice zone, Kola Section, MERCATOR PSY4QV3R1, CMEMS GLORYS12v1, TOPAZ5, Barents Sea

© Т. М. Максимовская^{1*}, А. В. Зимин¹, О. А. Атаджанова¹, А. А. Коник¹, Е. С. Егорова², Д. В. Моисеев³, 2025

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

²Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, 119607, г. Москва, Раменский бульвар, д. 1, Кластер «Ломоносов», офис 1001

³Мурманский морской биологический институт РАН, 183032, г. Мурманск, ул. Владимирская, д. 17

*maximovskaja.t@yandex.ru

Изменчивость характеристик полярной фронтальной зоны в северо-западной части Баренцева моря по данным контактных наблюдений с 2017 по 2023 гг.

Статья поступила в редакцию 23.01.2025, после доработки 27.03.2025, принята в печать 10.06.2025

Аннотация

Приведены результаты океанографических наблюдений, выполненных с борта НИС «Дальние Зеленцы» на разрезе Кольский меридиан в 2017–2023 гг. Основной акцент сделан на оценках характеристик фронтальных разделов в области северной части Полярной фронтальной зоны Баренцева моря в осенний, зимний и весенний периоды. Для

Ссылка для цитирования: Максимовская Т.М., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Егорова Е.С., Моисеев Д.В. Изменчивость характеристик полярной фронтальной зоны в северо-западной части Баренцева моря по данным контактных наблюдений с 2017 по 2023 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 41–57.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-3) EDN FSMDDHC

For citation: Maksimovskaya T.M., Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Konik A.A., Egorova E.S., Moiseev D.V. Variability of the Polar Front Characteristics in the Northwestern Barents Sea Based on In-Situ Observations from 2017 to 2023. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):41–57. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-3)

оценки аномалий ледовитости использовались данные Мирового центра данных по морскому льду (AARI WDC Sea-Ice). Выполнено сравнение результатов наблюдений в северной части разреза вблизи прикромочной ледовой зоны с характеристиками температуры и солёности из глобальных океанологических баз. Для сравнения привлекались продукты MERCATOR PSY4QV3R1, CMEMS GLORYS12v1 и TOPAZ5. На всех разрезах были обнаружены высокоградиентные зоны, выраженные в поле температуры и солёности, на разном расстоянии от кромки ледового поля. Было подтверждено, что в западном районе Баренцева моря отмечается устойчивый тренд к сокращению площади ледового покрова последние три десятилетия. Показано, что самый северный из фронтальных разделов Полярной фронтальной зоны Баренцева моря на оси разреза Кольский меридиан находился на расстоянии от 48 до 290 км от кромки ледовых полей, градиенты температуры варьировались от 0,10 до 0,20 °C/км, солёности — от 0,012 до 0,025 епс/км, ширина фронтальной зоны не превышала 55 км. Наилучшее соответствие результатам измерений отмечено с данными продукта MERCATOR PSY4QV3R1.

Ключевые слова: температура, солёность, ледовые условия, Полярная фронтальная зона, прикромочная ледовая зона, Кольский меридиан, MERCATOR PSY4QV3R1, CMEMS GLORYS12v1 и TOPAZ5, Баренцево море

1. Introduction

The Barents Sea, largely situated on the continental shelf, is an interaction zone between Atlantic and Arctic waters (Fig. 1). The region's current system is determined by seabed topography [1, 2]. Atlantic waters enter the western part of the sea in two main flows [3]. The primary flow of warm (above 3 °C) and saline (above 34.8 psu) Atlantic waters primarily enters the Barents Sea through the Bear Island Trough with waters from the Nord Cape Current. The secondary flow consists of the Norwegian and Murmansk coastal currents, which transport waters with temperatures above 3 °C and salinities below 34.4 psu eastward. These flows toward the east are about 2 Sv [4] and 1.1 Sv [5], respectively.

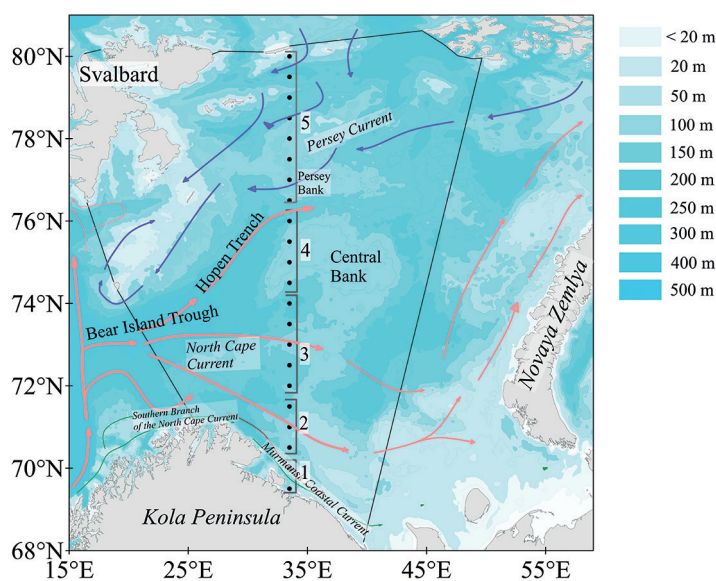


Fig. 1. Surface circulation in the western Barents Sea, with Atlantic waters (red arrows), Arctic waters of the Perseus Current (blue arrows), and the southern branch of the North Cape Current and Murmansk Coastal Current (green arrows) overlaid on a depth map from [3]. The Western region (WBS), Northeast (NEBS) and Southeast (SEBS) of the Barents Sea is highlighted by black lines. Dots indicate oceanographic station locations along the Kola Section. Numbers along the transect correspond to station groupings by current: 1 — stations in the Murmansk Coastal Current zone; 2 — Murmansk Current; 3 — Central branch of the North Cape Current; 4 — Northern branch of the North Cape Current; 5 — Perseus Current

Arctic waters enter the Barents Sea from the north and northeast, accompanied by drifting sea ice. These waters originate from ice melt and are characterized by negative temperatures and reduced salinity (below 34.7 psu). Estimating the volume and pathways of these waters remains a subject of debate [2, 6], due to challenges in conducting *in*

situ measurements in ice-covered regions. Direct current measurements from anchored stations are available at only two locations [2]. Estimates derived from geostrophic calculations range from 0.1 to 0.3 Sv, with model simulations suggesting a slightly higher value of 0.36 Sv [2]. In recent decades, the Arctic has undergone rapid warming, exceeding global averages [7]. This warming has led to significant reductions in sea ice extent and thickness, contributing to a decline in overall ice volume [8–10]. These changes influence the volume of Arctic waters entering the Barents Sea.

An important consequence of the interaction between Atlantic and Arctic waters in the Barents Sea is the presence of the North Polar Frontal Zone [10] or the more commonly used term Polar Front (PF) [11, 12]. This zone is characterized by strong horizontal and vertical gradients in temperature and salinity, spanning tens of kilometers. PF in the Barents Sea is considered quasi-stationary, with its position influenced by the slopes of major underwater elevations, including the Spitsbergen Bank, Central Bank, and Perseus Bank. It is typically found near the 200–250 m isobath [3, 12]. However, Ingvaldsen et al. [4] demonstrated that climate change is altering the front's position south of Bear Island, with warmer periods and stronger winds causing it to shift upward along the slope. In the Central Bank region, where the frontal zone is naturally less stable [3], these fluctuations may be even more pronounced.

Sea ice cover is both a key factor shaping the hydrological regime of the Barents Sea and an indicator of its variability [13]. Ice cover influences ocean–atmosphere interactions, regulating heat exchange and the mixing of water masses, particularly in the ocean's active layer. On average, the boundary of ice distribution in the Barents Sea lies north of the PF [14] and is referred to as the Marginal Ice Zone (MIZ). The MIZ represents a transition between open ocean and dense drifting ice, extending from the 15 % ice concentration arbitrary line to the 80 % ice concentration isoline [15]. A distinct haline frontal zone often forms near the MIZ during the warm season due to the inflow of meltwater, with its influence detectable several tens of kilometers from the ice edge [16].

In the context of climate change, there is a noticeable acceleration of warming rates in the Arctic, known as “Arctic amplification” [17–23]. Against this backdrop, the Barents Sea has seen the most significant decline in sea ice cover among Arctic seas [24], coupled with an overall increase in the average temperature of the air–ice–ocean system [18]. As a result, the Barents Sea becomes the first ice-free sea in the Arctic Ocean during the summer period. However, in the autumn, winter, and spring, ice formation still occurs in the northern part of the basin. As sea ice extent decreases, the intensity of interactions within the ocean–atmosphere system increases. Consequently, current climate conditions differ from those of previous years due to the increased air temperature across all seasons [2], inevitably affecting the position and characteristics of frontal zones in the sea. Since the early 21st century, the Barents Sea has undergone substantial changes, including a decline in sea ice extent, positive anomalies in sea surface and near-surface air temperatures, and rising temperatures in intermediate and deep waters [21, 25–27]. Between 1993 and 2018, the Barents Sea's annual heat balance remained negative across the entire basin, with winter heat flux increasing due to reduced ice cover and the inflow of warmer Atlantic-origin waters from the Norwegian Sea [28]. Studies indicate a significant negative linear trend in sea ice extent, mirroring changes across the broader Arctic region [29–31]. Over recent decades, the average annual ice cover of the Barents Sea has declined by 14.6 % per decade [23], underscoring the rapid transformation of the region's oceanographic conditions.

Hydrological fronts at the boundary between Atlantic and Arctic waters are a key oceanographic feature of the Barents Sea. However, their variability during the cold season has been insufficiently studied due to limited accessibility [16]. In recent years, research on these fronts has intensified [3, 11–12, 32–33]. This study contributes to the understanding of the northern part of the Polar Front (PF) through recurring observations along the Kola Section, a long-term monitoring transect at 33°30' E [34]. Observations have been conducted at this site for over a century, with the first studies taking place in May 1900. Throughout the past century, numerous investigations have been carried out [1, 35–40]. Observations along this transect provide valuable data for monitoring seasonal and interannual variations in oceanographic parameters, particularly along the path of Atlantic-origin waters, which influence the characteristics of the Polar Front. However, research on this transect north of 74°N was not typically conducted during the ice formation period. It is only in recent decades, coinciding with the active decline of sea ice extent in the Barents Sea, that the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences (MMBI RAS) has regularly conducted studies along the transect up to the MIZ [41].

Studies along the Kola Section aim to continuously monitor the marine environment, enhancing the quality of forecasts for anticipated changes. Currently, addressing this task involves developing numerical models that incorporate operational assimilation of satellite, drifter, and ship-based observational data. Global ocean reanalysis systems are continually evolving, with their outputs being publicly accessible (e. g., Copernicus Marine Environment Monitoring Service, Arctic Ocean Physics Analysis and Forecast). The generated spatio-temporal fields of oceanographic characteristics are regularly updated and allow for the reproduction of oceanic fields of temperature and salinity, which are considered verified. However, regular data from Arctic seas are only available from certain satellite observational systems and coastal stations. Irregular data obtained from localized marine expeditions often fail to enter

assimilation models due to fragmentation and strict internal regulations within marine organizations and research institutes. Independent verification of the products is rarely conducted, especially involving databases that were not part of the development process of the analyzed models. The availability of a unique dataset enables the assessment of how accurately oceanographic fields are reproduced by different reanalysis types.

The aim of the study is to assess the variability of the PF characteristics in the northwestern Barents Sea based on *in situ* observations along a regularly conducted hydrological transect, while accounting for changes in sea ice extent. Additionally, the study aims to evaluate the quality of oceanographic field reproduction using various reanalysis and forecasting products.

2. Materials and Methods

This study uses expedition data collected by the MMBI RAS in the western Barents Sea [42–43] on board the research vessel (R/V) “Dalnie Zelentsy” from 2017 to 2023. Oceanographic research was conducted along the Kola Section (Fig. 1). Key hydrological parameters of the marine environment were measured using CTD (Conductivity, Temperature, Depth) casts with a SEACAT SBE19 Plus V2 profiler. This work includes a series of oceanographic measurements taken from 69°30' N along the 33°30' E meridian to the ice edge, with a spacing of 15–30 nautical miles across different seasons from 2017 to 2023 (Table 1). Due to the technical specifications of the research vessel, measurements were conducted in conditions of low ice consolidation (1–3 points on the ice scale).

Table 1

Description of *in situ* data

Research Dates	Number of Stations Completed	The position of the ice edge on the axis of the Kola section., N
13–17 July 2017 г.	28	78°35'
29 November — 4 December 2017 г.	35	79°21'
14–16 May 2018 г.	34	77°57'
12–14 March 2022 г.	30	77°09'
4–8 January 2023	33	77°55'
24–27 April 2023	25	75°21'
8–15 May 2023	23	75°49'
20–26 November 2023	33	77°45'

For the verification and supplementation of visual observations of the ice edge conducted from the R/V, data from the U.S. National Ice Center¹ archive were used. These data represent a shapefile containing vector information on the location of the MIZ, where sea ice concentration is less than 80 %, and the pack ice zone, where the ice concentration is greater than 80 % (Fig. 2).

The main source of ice information was the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) ice charts, compiled by ice experts with many years of experience. The archive of ice charts is collected in the electronic catalog of the World Data Center for Marine Ice². In the construction of ice charts, satellite images in various electromagnetic spectrum ranges (visible, infrared, and microwave) are used to obtain the necessary information about the ice cover, supplemented by data from ship-based observations and polar hydrometeorological stations. The AARI ice charts are available with a weekly frequency, starting from October 1997 to the present. A detailed description of the methodology for compiling AARI ice charts is presented in the paper by Afanasyeva [44]. As a result, ice cover was calculated as a percentage of the extent of the western region, which is one of the homogeneous ice hydrological zones of the Barents Sea, within the commonly accepted boundaries. The lower limit for the determination of ice concentration is 10 %, corresponding to 1 point on the ice chart.

The classification of monthly ice conditions anomalies was performed according to the methodology in [45]. The average monthly ice anomalies (ΔS_{ice}) were compared with the given values of the standard deviation of ice concentration from the 27-year average, σ . The average monthly ice anomalies, calculated for the western region of the Barents Sea, were classified into five categories (Table 2). The criteria for classifying anomalies were based on the objective property that the repeatability of anomalies is inversely proportional to their magnitude [46].

¹ U.S. National Ice Center: [website]; URL: <https://usicecenter.gov/Products/ArcticHome> (accessed on 20.09.2024)

² AARI WDC Sea_Ice: [website]. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0015/> (accessed on 28.09.2024)

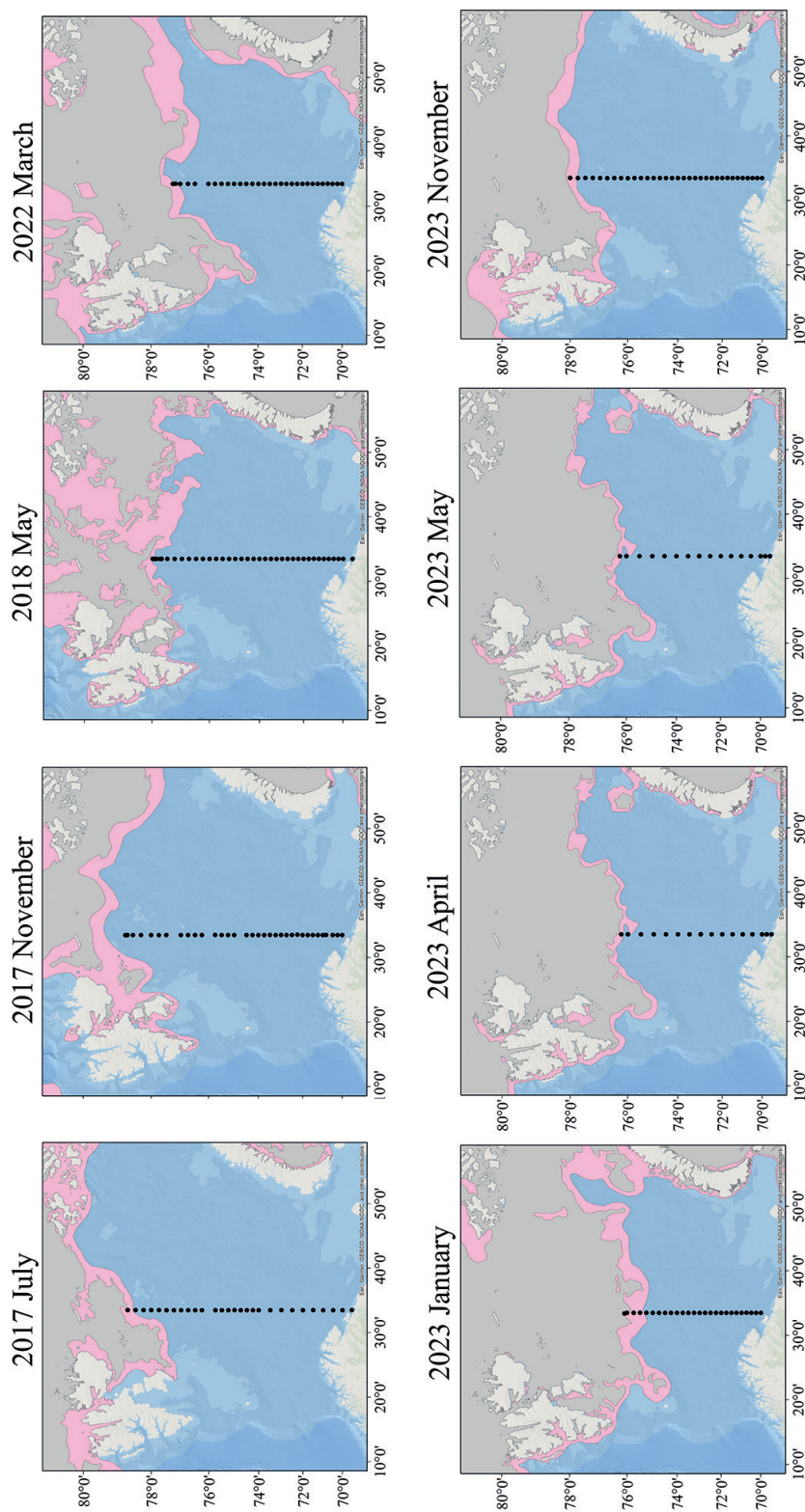


Fig. 2. Location of the oceanographic stations along the Kola Section on the map of the Barents Sea. The position of the MIZ is highlighted in pink (1–8/10 concentration), and areas of consolidated ice (> 8/10 concentration) are shown in gray

The criterion for evaluating the thermal state of the waters in the Barents Sea was the ratio of water temperature anomalies (ΔT) in the 0–50 m layer at standard stations along the Kola Section profile (69°30' — 74° N, with a 30' interval) for each period (month) when contact measurements were made, and the standard deviation of water temperature (σ) categorized into five gradations [47–48] (Table 2). The classification of water temperature anomalies was carried out according to two sets of climatic norms. In the first case for calculating the anomalies, monthly water temperature norms were used, derived from data from 1970 to 2019 from the World Ocean Database³, ICES⁴, and local databases from the MMBI RAS. The norms and anomalies were calculated with a five-meter depth interval. In the second case, the data on the climatic average temperatures of the water was obtained from the World Ocean Atlas⁵. The atlas shows the statistical average value of the water temperature in the grid nodes with a resolution of ¼ degree for the climatic period from 1991 to 2020 for each month.

Table 2

Gradations of sea ice anomalies in the western Barents Sea region and temperature anomalies along the Kola Section in the 0–50 m layer

Type of anomaly	Gradations of Sea Ice Anomalies, the fraction of σ	Gradations of Temperature Anomalies, the fraction of σ
Very strong positive anomaly (+VSA)	$\Delta S_{ice} > 1.2\sigma$	$\Delta T > 1.5 \sigma$
Strong positive anomaly (+SA)	$0.4\sigma < \Delta S_{ice} \leq 1.2\sigma$	$0.5 \sigma < \Delta T \leq 1.5 \sigma$
Close to norm (N)	$\pm \Delta S_{ice} \leq 0.4\sigma$	$\pm \Delta T \leq 1.5 \sigma$
Strong negative anomaly (–SA)	$0.4\sigma < -\Delta S_{ice} \leq 1.2\sigma$	$0.5 \sigma < -\Delta T \leq 1.5 \sigma$
Very strong negative anomaly (–VSA)	$-\Delta S_{ice} > 1.2\sigma$	$-\Delta T > 1.5 \sigma$

The frontal zone is a zone within which spatial gradients of temperature and salinity (∇T and ∇S) are significantly sharper compared to climatological values [49]. Therefore, the gradients in the frontal zone must substantially exceed the average climatological gradient ($\nabla_{Climat}(T/S)$). In the study [49], it is proposed to identify frontal zones when the gradients of T/S exceed 10 climatic gradients of the corresponding characteristics. Climatological values for the horizontal temperature and salinity gradients for the Barents Sea, according to [10], do not exceed 0.01 °C/km and 0.001 psu/km, respectively. The width of the frontal zone was determined as the distance between points (stations) along the profile, beyond which the temperature and salinity gradients approach climatological values. Isotherm 1.5 °C and isohaline 34.7 psu, characteristic of the position of the main frontal boundary (the line corresponding to the maximum gradient values within the frontal zone), were selected between such stations.

To assess the impact of wind forcing on the dynamics of the ice edge position, the U and V components of the hourly wind speeds at 10 m height from the ERA5⁶ reanalysis were used. The wind speed and direction in knots were calculated at the grid points corresponding to the first point north of the ice edge position along the meridian 33°30' E. Additionally, air temperature at 2 m height was taken from the reanalysis, averaging over the segment of the profile from the position of the frontal zone to the ice edge. The period considered was four days: three days prior to the ice edge measurements and the day of the measurements.

To compare the results of CTD profiling with operational ocean model data, daily data from the following products were used:

- MERCATOR PSY4QV3R1⁷;
- TOPAZ5⁸;
- CMEMS GLORYS12v1⁹.

³ NOAA World Ocean Database: [website]. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database> (Accessed: 1.09.2024)

⁴ ICES: [website]. URL: <https://www.ices.dk/data/data-portals/Pages/ocean.aspx> (Accessed: 1.09.2024)

⁵ World Ocean Atlas: [website]. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2023/bin/woa23.pl> (Accessed: 02/25/2025)

⁶ ECMWF: [website]. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets> (Accessed: 1.11.2024)

⁷ Global ocean 1/12° physics analysis and forecast updated daily: [website]. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_001_024 (Accessed: 05.09.2024)

⁸ Arctic Ocean Physics Analysis and Forecast: [website]. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/ARCTIC_ANALYSISFORECAST_PHY_002_001 (Accessed: 05.09.2024)

⁹ Global ocean physics reanalysis: [website]. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 (Accessed: 05.09.2024)

The selection of the CMEMS GLORYS12v1, MERCATOR PSY4QV3R1, and TOPAZ5 products was based on their high spatial and temporal resolution for the study region. The CMEMS GLORYS12v1 product from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service is a global ocean reanalysis with daily resolution and a spatial resolution of $1/12^\circ$. The MERCATOR PSY4QV3R1 product, the operational global ocean analysis and forecasting system of the European group, has the same resolution. The TOPAZ5 daily data set, which uses the HYCOM model, provides information for the Arctic region with a spatial resolution of 6.25 km for the output data.

The region from 74° to 80° N and 33° to 34° E was extracted from the products, containing data on the distribution of temperature and salinity in the 0–50 m layer across 19 depth levels corresponding to the grid nodes of the CMEMS GLORYS12v1 and MERCATOR PSY4QV3R1 products, and 11 depth levels for the TOPAZ5 product. For the comparative analysis, uniform arrays were formed by aligning measurement data and model products to common coordinates, depth levels, and dates of each station along the transect. All data along the transect were interpolated using the Kriging method [50], which provides the best linear unbiased estimate of field characteristics on a regular grid, in Surfer software. The comparative analysis included both qualitative and quantitative assessments of how well the reanalysis and forecast data corresponded to the in-situ measurements.

For the comparative analysis, the Modified Hausdorff Distance (MHD) was used. This metric is often employed for quantitatively assessing the similarity between the spatial distribution of modeled and observed scalar fields of various hydrometeorological parameters [51, 52]. In the frontal zone, the isotherm of 1.5°C and the isohaline of 34.7 psu, corresponding to the center of the frontal zone based on in-situ data, were selected. For the selected products, the same isotherms (temperature) and isohalines (salinity) were chosen. Each point on the isotherm had its own coordinates, with the x-axis representing the distance along the transect in kilometers and the y-axis representing the depth. As a result, Set A formed a set of points (with coordinates along the x and y axes) based on in-situ observations, and Set B formed a set of points from one of the products. Further explanations are given in terms of set theory. For the comparison, the characteristic isotherm of 1.5°C and isohaline of 34.7 psu, typical for the position of the maximum gradient in the frontal zone, were selected.

Initially, the minimum distance from the set of points A to each point b was calculated (1), followed by a similar calculation from each point a to the set of points B (2).

$$d(A, b) = \inf_{a \in A} d(a, b), \quad (1)$$

$$d(a, B) = \inf_{b \in B} d(a, b). \quad (2)$$

Next, the average minimum distances within the sets are calculated (3).

$$d(A, B) = \frac{1}{|A|} \sum_{a \in A} d(a, B), \quad (3)$$

where $|A|$ and $|B|$ are the number of points in each set, respectively. At the final stage, the maximum value is selected from the available average minimum distances between the sets of isoline points (4) for each horizon.

$$MHD = \max\{d(A, B), d(B, A)\}. \quad (4)$$

For a qualitative assessment in the frontal zone between two stations where the FZ was located, the gradient at each depth was calculated based on the data (in the case of *in situ* data interpolated to depths for CMEMS GLORYS/MERCATOR PSY4QV3R1 and TOPAZ5). The weighted average gradient was then computed. The gradient anomaly (An. Grad), or the difference between the weighted average gradient based on *in situ* data and the weighted average gradient of the product was assessed. The significance of the difference was evaluated using Fisher's criterion [53], which was compared with the critical value. If the calculated value was greater/less than the critical value, the differences between the weighted averages were considered significant or insignificant, respectively.

For a qualitative assessment in the frontal zone area between two stations where the FZ was located, the gradient was calculated at each depth level based on the data (in the case of *in situ* data, interpolated to the depths for CMEMS GLORYS/MERCATOR PSY4QV3R1 and TOPAZ5). The weighted average gradient was then computed. Next, the difference between the weighted average gradient from *in situ* data and the weighted average gradient from the product was evaluated. The significance of differences between the means was assessed using Student's t-test [53], which was compared with the critical value at a significance level of $\alpha = 0.05$. If it was greater or smaller, the differences between the weighted average values were considered significant or not significant, respectively.

3. Results

3.1. Changes in ice cover in the western Barents Sea

According to the annual average data, the ice cover in the western Barents Sea has been decreasing over the past 30 years (Fig. 3). Maximum ice coverage during the observed period occurred in 2003, while minimum coverage was recorded in 2016. Since 2018, a steady decline in the ice-covered extent has been observed. Over the past decade, the ice extent has decreased by 4.4 %, which is approximately three times smaller than the decline observed across the entire sea [23]. In addition to the pronounced negative trend in ice coverage in the western region, interannual variability also includes cyclic components with periods ranging from 4 to 11 years, which significantly contribute to the variability of the series.

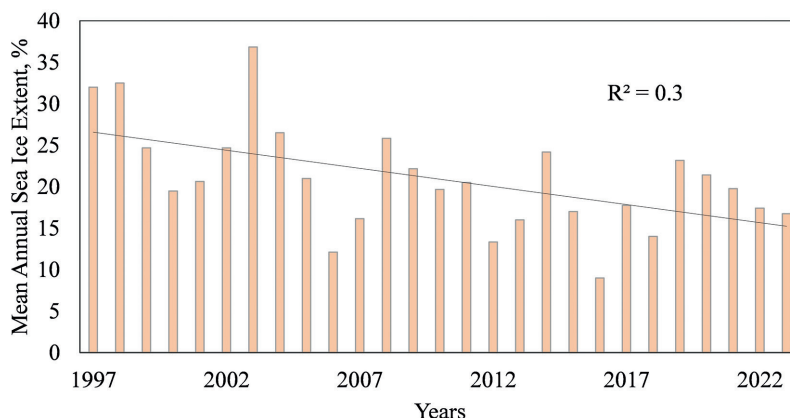


Fig. 3. Mean annual sea ice extent in the western Barents Sea from 1997 to 2023

Monthly anomalies of ice coverage in the studied region for the periods of work along the Kola Section are shown in Table 3. These anomalies indicate the absence of positive sea ice anomalies during all months of the expeditionary studies. The types of water temperature and sea ice anomalies are well correlated (Table 3). Accordingly, positive water temperature anomalies were associated with negative sea ice anomalies in the western Barents Sea. A negative anomaly was observed twice in May, suggesting an earlier onset of the ice melting process in recent years. The water temperature anomaly in the 0–50 m layer along the Kola Section exhibited normal and positive values.

The presented results also confirm that the variability of the sea ice regime in the Barents Sea is not homogeneous, with most of this variability occurring in the central and northeastern parts of the sea [54]. The significant influence of the inflow of Atlantic-origin waters on maintaining the ice-free conditions in the southwestern Barents Sea has been demonstrated in previous studies [55, 56].

Table 3

Classification by type of anomaly

Measurement period	Type of average monthly ice coverage anomaly	Temperature anomaly types (norms from 1990 to 2020)
2017 July	N	–SA
2017 November	–SA	N
2018 May	–SA	+SA
2022 March	N	+SA
2023 January	–SA	+VSA
2023 April	N	+SA
2023 May	–SA	N
2023 November	N	N

Note: Very strong positive anomaly (+VSA), Strong positive anomaly (+SA), Close to norm (N), Strong negative anomaly (–SA).

During the months analyzed in the last decade, predominantly anomalously warm years and warm conditions in terms of water temperature were observed, corresponding to significant negative and normal ice coverage

anomalies in the western Barents Sea. This reflects the ongoing trend of significant ice cover decline in the Barents Sea over recent decades. The effects of these changes on the characteristics of the PF will be considered in the following section.

3.2. Characteristics of Water along the Kola Section during the Summer Season

The only summer measurements along the Kola Section in the considered set of contact observations were conducted in July 2017. This period (July 2017) was characterized by a strong negative temperature anomaly in the 0–50 m layer and an ice cover in the western area of the Barents Sea that was close to normal (Table 3). The ice melting season in the Barents Sea begins in May and lasts until September, during which the ice edge retreats northward and eastward [2]. Stations along the Kola Section can be grouped into five categories based on the currents crossing the section (Fig. 1, 5). The positions of boundaries between station groups may vary depending on climatic conditions and the impact of synoptic-scale processes.

The first group of stations is located in the waters of the Murmansk Coastal Current (69°30'–70°00' N). Here, the freshwater influence from river runoff is observed, resulting in a distinct halocline throughout the year. In July 2017, this halocline was observed in the 0–10 m layer, with a salinity gradient of 1.6 psu/km and a temperature gradient of 4.9 °C/km. The average temperature and salinity at the stations were 5 °C and 34.4 psu.

The second group of stations is crossed by the Murmansk Current (70°30'–71°30' N). In this section of the transect, the Murmansk Coastal Current interacts with the Murmansk Current. The influence of river runoff gradually decreases toward the north, and the halocline rises to the surface. The average temperature and salinity in this zone in July 2017 were 5 °C and 34.7 psu. At the northern boundary of this station group, the Coastal Front Zone is observed, manifested in the salinity field.

The third group of stations belongs to the Central Branch of the North Cape Current (72°00'–74°00' N). This group of stations has the most homogeneous structure during the winter period, both in terms of temperature and salinity. In summer, a warm upper layer and colder bottom waters are observed. The average temperature and salinity values were 4.1 °C and 35 psu, respectively.

The fourth group is in the region influenced by the Northern Branch of the North Cape Current and the Central Current (74°15'–76°15' N). The upper 50-meter layer is occupied by warm Atlantic waters, with average temperature and salinity values of 4.2 °C and 34.9 psu. Below the Atlantic waters, a dome of cold, salty Barents Sea waters is observed, with average temperature and salinity values of 2 °C and 35 psu. The northern part of this region contains the Polar Front of the Barents Sea.

The fifth group of stations is located in the region influenced by the Perseus Current (76°30'–80°00' N). Here, cold Arctic waters with temperatures below 0 °C are observed. Freshened waters, formed as a result of mixing local waters with meltwaters, occupy a layer from the surface to 100 meters. The average temperature and salinity in this layer were –0.1 °C (excluding the warmed upper 20-meter layer) and 34.5 psu. The minimum temperature was –1.8 °C. The most freshened layer, from the surface to 15 meters, characteristic of the active ice-melting period, was observed in the northern part of the section, with the minimum salinity of this layer being 32.2 psu.

At the boundary between the fourth and fifth groups of stations, there is the Polar Front of the Barents Sea, located in the region of the Perseus Current slope. This frontal zone is often situated close to the ice edge or is entirely covered by ice of varying cohesion during the winter period. The existence of the frontal zone is due to the interaction between the Arctic waters of the Perseus Current and the Atlantic waters of the Northern Branch of the North Cape Current. Since the Polar Front is a zone where cold, fresh waters from the Arctic Basin interact with warm, salty Atlantic waters, it is expressed both in the temperature field and the salinity field. The zones of sharp gradients in temperature and salinity do not always coincide, and in the salinity field, a double (stepped) structure is observed. This frontal zone has a quasi-stationary nature and exists throughout the year.

Measurements in the Polar Front zone were taken from July 15 to 17, 2017. During this time, the average air temperature at a height of 2 meters (according to Era5 data) was 3.14 °C, with a prevailing southward wind at a speed of 5.2 m/s. The ice edge was observed at 78°35' N. The upper 20–25-meter layer was warmed to 2 °C. The zone of maximum vertical temperature gradients extended under the warmed waters up to 150 meters. The width of the frontal zone was about 55 km, with a temperature gradient of 3.1 °C/km at a 30-meter depth. North of 78°30' N, Arctic waters had a negative temperature from the surface to the bottom and were within the Polar Front. The maximum horizontal temperature gradient exceeded the climatic one by 12 times, and the salinity gradient exceeded the climatic one by 14 times. Two regions of increased salinity gradients were distinguished along the section. The first region was observed near the slope of the Perseus Bank, where the Polar Front is located. The second region of increased gradient was found 65 km from the ice edge, where it was more pronounced in the salinity distribution.

Here, 0–10-meter layer of the most freshened and coldest waters, formed directly by ice melt in the study region, was observed, with the minimum salinity of 32.1 psu. It is also worth noting that this distribution [10] is called “stepped”, distinguishing types of internal structure in frontal zones along with “interspersed” ones. In this section of the Polar Front, such a “stepped” type is characteristic only in the summer season in the salinity distribution when active ice melting occurs. Thus, the first zone corresponds to the Polar Front of the Barents Sea, while the second freshened zone corresponds to the Arctic Frontal Zone [10], whose formation is associated with ice melting in the warm period of the year. This last frontal zone is often noted in the PF zone, as it was in this case (Fig. 4a).

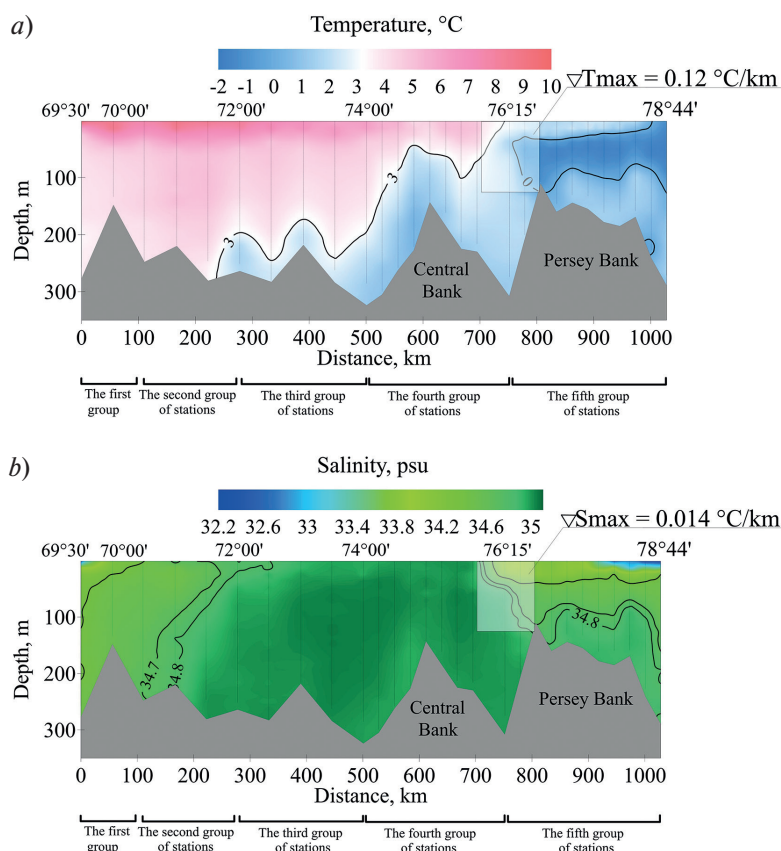


Fig. 4. Vertical distribution of temperature (a) and salinity (b) along the Kola Section close to normal background conditions in the summer of 2017. The positions of the Polar Front are highlighted with rectangular zones, and the maximum temperature gradient (∇T_{max}) and salinity gradient (∇S_{max}) are indicated

3.3. Characteristics of Waters along the Kola Section during the ice formation period

The remaining measurements were primarily taken during the winter season (Table 4), which marks the beginning of the sea ice formation period in the Barents Sea. The sea ice formation period in the Barents Sea typically begins in early October in the northern regions and lasts until March–April, when the ice cover reaches its maximum extent [2]. The studies conducted in November 2017, January 2023, and November 2023 coincide with the onset of the ice formation period. During this time, the waters are relatively homogeneous, unaffected by radiation heating and additional freshening due to ice melt.

At the end of November 2017 and January 2023, measurements were taken under conditions of a very large positive anomaly and normal in water temperature in the 0–50 m layer and a large negative anomaly in ice cover in the western Barents Sea. As a result, the waters were warmer than usual, and the extent covered by ice was smaller than in ‘close to normal’ conditions. In the ‘close to normal’ ice cover and water temperature conditions for the western Barents Sea, measurements were taken in November 2023. During the periods of measurement, air temperatures were below zero, the prevailing wind direction varied from year to year, and the average wind speed did not exceed 6.3 m/s. The southern boundary of the thermal frontal zone varied from 76°15' N in November 2017 and January

2023 to 76°30' N in November 2023. The width of the frontal zone was about 30 km, and vertically, the boundary of the thermal frontal zone extended from the surface to 100–150 m. Since, at the beginning of the winter period, the ice cover forms from the northern part of the sea towards the south, the frontal zone was located at a considerable distance from the ice edge. For example, in November 2017, the thermal and haline frontal zones were almost 300 km from the ice edge. The maximum horizontal temperature gradient at the beginning of the ice formation period exceeded the climatic norm by 10 to 16 times, and the maximum salinity gradient was 13 to 25 times greater than normal.

Table 4

Position and characteristics of the Polar Front along the Kola Section

Measurement period	The position of the thermal frontal zone, N	Maximum temperature gradient, °C/km	Position of the salinity frontal zone, N	Maximum salinity gradient, psu/km
2017 July	76°00'–76°30'	0.12	75°45'–76°00'	0.014
2017 November	76°30'–76°45'	0.11	75°15'–76°45'	0.025
2018 May	76°00'–76°30'	0.12	76°00'–76°30'	0.021
2022 March	76°00'–76°30'	0.12	76°00'–76°30'	0.025
2023 January	76°15'–76°30'	0.16	76°15'–76°45'	0.020
2023 April	75°30'–75°45'	0.10	75°30'–76°00'	0.012
2023 May	76°00'–76°15'	0.20	76°00'–76°15'	0.018
2023 November	76°30'–76°45'	0.10	76°30'–76°45'	0.013

At the end of the ice formation season, when the ice cover in the Barents Sea reaches its maximum extent, measurements were taken in May 2018, March 2022, April, and May 2023. All measurements during this period were taken under conditions of a strong positive anomaly (May 2018, March 2022, April 2023) and close to normal (May 2023) in temperature along the section, and normal (March 2022 and April 2023) and strong negative anomaly (May 2018 and 2023) in ice cover in the western Barents Sea. The prevailing wind in March 2022 and April 2023 was from the north, with average speeds of 11.7 and 10.7 m/s, while in May 2018, the prevailing wind was from the east (4.6 m/s), and in May 2023, from the south (4.8 m/s). During the study period, the thermal and haline frontal zones coincided along the section. Compared to the start of the winter period, the frontal zone shifted south by 110 km in April 2023 and by 55 km in the other periods. The width of the frontal zone ranged from 30 to 55 km. The frontal zone was closest to the ice edge in April 2023. During the measurement period, three northern stations along the section were within the marginal ice zone. The frontal zone shifted south to 75°30' N. The southward shift of the frontal zone was likely caused by the impact of the northern wind, which had a relatively high average speed (10.7 m/s). Two weeks later, measurements were taken again along the section. The frontal zone had shifted north to 76°00' N, with the prevailing southern wind pushing the ice and Arctic waters to the north.

The classification of sea ice anomalies in the western Barents Sea, combined with the classification of water temperature anomalies in the 0–50 m layer along the Kola Section, revealed that in the last decade, negative sea ice anomalies have been predominantly observed alongside increased water temperature anomalies. Notably, the thermal component of the PF remained relatively stationary in years with varying climatic conditions (in November, at 76°30'–76°45' N), with maximum horizontal temperature gradient values of 0.11 and 0.10 °C/km. The haline component, however, shifted 27 km southward along the Persey Bank slope (75°15' N) in November 2017, when a large negative sea ice anomaly coincided with a close-to-normal water temperature, compared to its position in the climatically normal November of 2023. The maximum salinity gradient also differed significantly between these two measurement periods: in November 2017, it was twice as large as the corresponding value in November 2023. In May 2018 and 2023, similar background conditions were observed: strong negative sea ice anomalies alongside normal and strong positive water temperature anomalies. During these periods, the PF remained in stable coordinates along the transect (76°00'–76°30' N). The dynamics of the frontal zone's position within the annual variability were also observed, with the frontal zone moving along with the ice edge position, predominantly during the winter months. However, the study focused on the highly dynamic upper 50-meter layer, which is significantly influenced by atmospheric and ice processes. In the study by [11], the intermediate water layer (50–130 m) in the Polar Front at the periphery of the Hopen Basin and Olga Basin, which is also considered highly dynamic, was examined. It was shown that a characteristic isotherm shifted nearly 25 km over 3–4 days. The authors attribute such short-term variability to tidal currents and mesoscale eddies. Thus, it can be suggested that the combined influence of atmospheric, ice, tidal, and eddy processes contributes to the shift in the position of the Polar Front under changing climatic conditions.

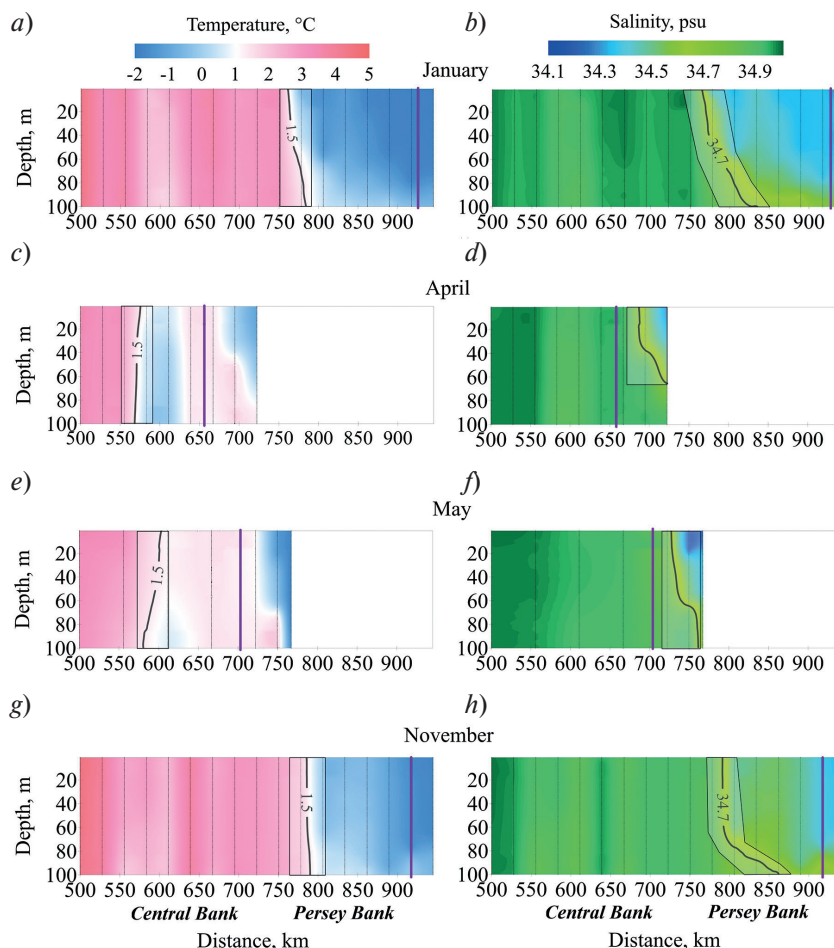


Fig. 5. Vertical distribution of temperature and salinity in the northern part of the Kola Section in 2023. The ice edge position is marked with a purple line. The zones of the thermal and haline components of the Polar Front are marked by polygons on the transect charts

The boundary of the thermal frontal zone shifts southward during the spring months. Thus, at the beginning of the ice formation period (January and November, Fig. 5ab, gh), the thermal component of the Polar Front was located above the slope of the Persey Bank, while at the end of this period (April, May, Fig. 5cd, ef), it was observed above the Central Bank. The frontal zone was closest to the ice edge (48–72 km) at the end of the ice formation period (April and May 2023), which was associated with the southward displacement of Arctic waters along with the ice cover. The haline frontal zone exhibited greater variability than the thermal one. At the end of the ice formation period, a more complex temperature distribution structure was observed in the PF compared to the earlier months of the season. An “alternating” temperature distribution was seen, characterized by the alternation of cold and warm patches of varying widths, separated by local fronts. The formation of such a structure could have been caused by both advection processes and the influence of vortices, which frequently form in the frontal zone [10]. For a more detailed study of the dynamics of the position and characteristics of the Polar Front, regular data is required, which cannot be obtained solely through expeditionary research. Therefore, it is essential to involve additional data that can be provided by various reanalysis models. To do this, having a set of field data allows us to compare it with model data and identify the most suitable one for the area under consideration.

3.4. Assessment of the reproducibility of water characteristics in the northwestern Barents Sea

To assess the quality of the reproduction of thermohaline fields in the PF of the Barents Sea along the Kola Section, a comparison was made between CTD profiling data and simulation results. Three measurement datasets were considered, collected during the sea ice formation period (January and November 2023) and during the transition from ice formation to ice melt (April 2023). The characteristic isolines for maximum temperature and salinity gradi-

ents (1.5 °C and 34.7 psu) were compared between *in situ* data and reanalysis data. In general, for all the considered months, the isotherm was located almost perpendicularly downward (Fig. 6a-c). The *in situ* isotherm was closest to the CMEMS GLORYS12v1 in April (1.1 km) and the MERCATOR PSY4QV3R1 in January (2.6 km). In other cases, the isotherms were located more than 3 km apart according to the MHD. The best result (minimal distance) for the 34.7 psu isohaline was shown by TOPAZ5 in January, with an MHD value of 5.3 km. However, in November of the same year, this value was nearly 14 times greater. The isolines for all products did not completely match with the *in situ* isolines, which is confirmed by the values presented in Table 5.

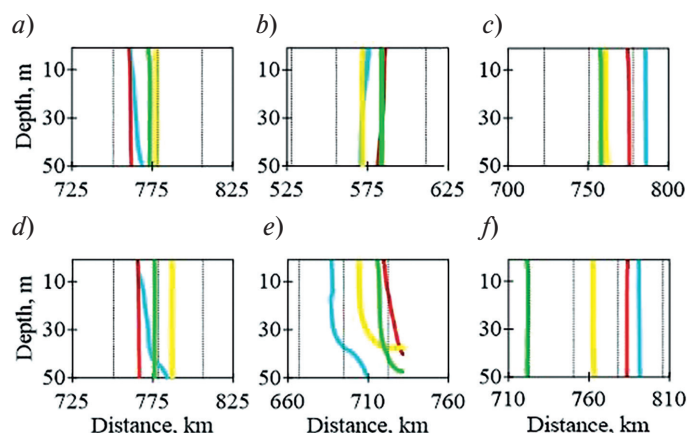


Fig. 6. Position of the 1.5 °C temperature isolines (a-c) and 34.7 psu salinity isolines (d-f) along the sections for January 7–8 (a, d), April 27 (b, e), and November 26 (c, f). Dashed lines represent the positions of oceanographic stations, with blue for *in situ*, red for MERCATOR PSY4QV3R1, green for TOPAZ5, and yellow for CMEMS GLORYS12v1

Table 5 also presents the values of the difference between the area-weighted gradients within the frontal zone based on *in situ* data and the data from the MERCATOR PSY4QV3R1, CMEMS GLORYS12v1, and TOPAZ5 products. The differences in the average area-weighted values of temperature and salinity gradients were assessed using Fisher's criterion (significance level $\alpha = 0.05$). Overall, the average values from *in situ* data and reanalysis products were not significant, except for the CMEMS GLORYS12v1 product regarding temperature and salinity in November 2023 and for MERCATOR PSY4QV3R1 concerning salinity in April 2023, when the difference between the area-weighted values was negligible, amounting to almost 0 °C/km. While the qualitatively selected reanalysis products do not precisely represent the real gradient values within the frontal zone, their positioning was sufficiently accurate for assessing the dynamics of the frontal zone's location across various temporal and spatial scales. When comparing the results of the reanalysis integrated over the three considered months, the MERCATOR PSY4QV3R product stood out as best representing the real conditions. The maximum MHD metric for the 1.5 °C isotherm reached values of up to 10.3 km, while for the isohaline, it was 26.2 km, with the maximum distance between the isolines observed reaching 69.2 km in conjunction with TOPAZ5 data.

Table 5

Values of the MHD between the positions of the isolines from *in situ* data and selected products, as well as the differences between the weighted averages of gradients within the frontal zone based on *in situ* data and selected products

Sources of the data sets being compared	January		April		November	
	MHD, km	An. Grad, °C(psu)/km	MHD, km	An. Grad, °C(psu)/km	MHD, km	An. Grad, °C(psu)/km
Temperature						
<i>In situ</i> — MERCATOR	2.6	0.0450	8.6	0.037	10.3	0.028
<i>In situ</i> — TOPAZ5	7.8	0.0720	10.9	0.062	27.8	0.061
<i>In situ</i> — GLORYS12v1	12.6	0.071	1.1	0.026	24.6	0.072
Salinity						
<i>In situ</i> — MERCATOR	5.9	−0.0003	26.2	0.0027	7.5	0.0008
<i>In situ</i> — TOPAZ5	5.3	0.0063	22.1	−0.0007	69.2	0.0080
<i>In situ</i> — GLORYS12v1	14.7	0.0075	11.7	0.0005	28.4	0.0101

The analysis of qualitative and quantitative evaluations from the comparative analysis showed that reanalysis and forecast products do not accurately reproduce the actual values of temperature and salinity within the frontal zone. However, the reanalysis data do not ensure the precise determination of temperature and salinity values in the Barents Sea. At the same time, they adequately describe the patterns of distribution of the studied parameters. This study demonstrated that the global product MERCATOR PSY4QV3R1 provided the most accurate values for the gradient and the position of isolines characteristic of the frontal boundary during the freezing period (January and November 2023). In the transitional period, when the sea experiences maximum coverage in the annual cycle and the melting process begins (April 2023), the variability of temperature and salinity in the Polar Front was well reproduced by the regional reanalysis product TOPAZ5.

4. Conclusions

The study presents the results of oceanographic observations conducted from the R/V “Dalnie Zelentsy”, primarily in the northern part of the Kola Section during different seasons from 2017 to 2023. The position and characteristics of the Polar Front in the Barents Sea along the Kola Section are discussed for periods of active ice formation, maximum ice cover, transition to ice melting, and summer, when the ice edge reaches its northernmost position. The study focuses primarily on the highly dynamic upper 0–50 m water layer, which is more susceptible to variability due to ocean-ice-atmosphere interactions.

It has been confirmed that the ice extent in both the western Barents Sea and the entire basin has been gradually decreasing over the past decades. Over the last ten years, the ice area has shrunk by 4.4 %, which is more than three times less than the overall reduction across the entire Barents Sea. The analysis of sea ice anomalies revealed no positive anomalies during the months of observations. Negative anomalies in May could indicate an earlier onset of ice melting. Temperature anomalies in the 0–50 m layer at standard stations along the Kola Section were either positive or near the climatic norm, confirming the link between ocean warming and sea ice reduction in recent decades.

The water structure along the Kola Section in summer is shaped by interactions between different currents and seasonal ice melt processes. The southern part of the section is significantly influenced by continental runoff. The central part is characterized by a warm upper layer and the presence of cold, saline bottom waters. In the northern part, a zone of interaction between Atlantic and Arctic waters is observed in the area of the Polar Front. During summer, due to sea ice melting, this frontal zone exhibits a stepped salinity structure with two frontal boundaries. The southern haline front corresponds to the Polar Front, while the northern front, associated with the Arctic Frontal Zone, is observed in the surface layer.

The position of the Polar Front in the Barents Sea remains relatively stable across different climatic periods. The thermal and haline components of the frontal zone exhibit seasonal variability, shifting in response to ice edge displacement. During the ice melting period, particularly in winter, the front moves southward, following the ice edge. During ice formation, the frontal zone shifts southward from the Perseus Ridge slope to the Central Bank. Short-term changes in the frontal zone observed in April and May 2023 were primarily associated with atmospheric processes. The northernmost frontal boundary of the Polar Front in the Barents Sea along the Kola Section was located between 48 to 290 km from the ice edge. Temperature gradients ranged from 0.10 to 0.20 °C/km, salinity gradients from 0.012 to 0.025 psu/km, and the frontal zone width did not exceed 55 km.

The comparison of expeditionary data with model results showed that the global product MERCATOR PSY4QV3R1 provided the closest values for the gradient and the position of characteristic isolines for the frontal zone during the ice formation period (January and November 2023). During the transition period from ice formation to ice melting (April 2023), the regional reanalysis TOPAZ5 most accurately reproduced the variability of temperature and salinity in the Polar Front. To obtain reliable information on the variability of hydrological conditions in frontal zones located in remote Arctic regions with active ice dynamics, a comprehensive approach is necessary, taking into account all available forms of hydrological data. The study evaluated the quality of reanalysis in reproducing temperature and salinity in the Polar Front of the Barents Sea along the Kola Section.

Funding

Funding for the work performed by *T.M. Maksimovskaya, A.V. Zimin, O.A. Atadzhanova, A.A. Konik* was received within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of Russia for IO RAS (project No FMWE-2024-0028). Funding for the work performed by *D.V. Moiseev* was received within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of Russia for MMBI RAS (project No FMEE-2024-0016).

Финансирование

Финансирование работ, выполненных Т.М. Максимовской, А.В. Зиминым, О.А. Атаджановой и А.А. Ко-ником, получено в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0028). Финансирование работ, выполненных Д.В. Мусеевым, получено в рамках государственного задания Минобрнауки России для ММБИ РАН (тема № FMEE-2024-0016).

References

- Loeng H, Ozhigin V, Ardlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea. *ICES Journal of Marine Science*. 1997;54(3):310–7. doi:10.1006/jmsc.1996.0165 EDN: LEMVTH
- Lisitsyn AP. *Barents Sea System*. Moscow: GEOS; 2021. (In Russian).
- Oziel L, Sirven J, Gascard JC. The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011). *Ocean Science*. 2016;12:169–84. doi:10.5194/os-12-169-2016 EDN: WTVWPP
- Ingvaldsen RB, Loeng H, Asplin L. Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters. *Continental Shelf Research*. 2002;22:505–19. doi:10.1016/S0278-4343(01)00070-X EDN: LRWMBV
- Skagseth O. Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea. *Geophysical Research Letters*. 2008;35: L11606. doi:10.1029/2008GL033785 EDN: SPTBDX
- Lundesgaard Ø, Sundfjord A, Lind S, Nilsen F, Renner AHH. Import of Atlantic Water and sea ice controls the ocean environment in the northern Barents Sea. *Ocean Science*. 2022;18:1389–418. doi:10.5194/os-18-1389-2022 EDN: LLLIPU
- IPCC. Sections. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II, and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva: IPCC; 2023. p. 35–115. doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647
- Kwok R, Cunningham GF, Wensnahan M, Rigor I, Zwally HJ, YiD. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean Sea ice cover: 2003–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009;114(C7): C07005. doi:10.1029/2009JC005312 EDN: BUZEJS
- Schweiger A, Lindsay R, Zhang J, Steele M, Stern H, Kwok R. Uncertainty in modeled Arctic Sea ice volume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011;116(C00D06). doi:10.1029/2011JC007084 EDN: KAKDPU
- Kostianoy AG, Nihoul JCJ., Rodionov VB. *Physical oceanography of the frontal zones in sub-Arctic seas*. 1st ed. Amsterdam: Elsevier Oceanography Series; 2004. Vol. 71.
- Kolås EH, Baumann TM, Skogseth R, et al. Western Barents Sea circulation and hydrography, past and present. ESS Open Archive. 2023. doi:10.22541/essoar.169203078.81082540/v1
- Kolås EH, Fer I., Baumann TM. The Polar Front in the northwestern Barents Sea: Structure, variability, and mixing. *Ocean Science*. 2024;20(6):895–916. doi:10.5194/os-20-895-2024 EDN: KAKDPU
- Polyakov IV, Pnyushkov A, Carmack E. Stability of the Arctic halocline: A new indicator of Arctic climate change. *Environmental Research Letters*. 2018;13(12):125008. doi:10.1088/1748-9326/aae1e EDN: RVYNMM
- Årthun M, Eldevik T, Viste E, Drange H, Furevik T, Johnson HL, Keenlyside N.S. Skillful prediction of northern climate provided by the ocean. *Nature Communications*. 2017;8:15875. doi:10.1038/ncomms15875 EDN: YIBKEK
- Strong C, Foster D, Cherkaev E, Eisenman I, Golden K. On the definition of marginal ice zone width. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2017;37(7):1565–84. doi:10.1175/JTECH-D-16-0171.1
- Kostianoy AG, Nihoul JCJ. Frontal zones in the Norwegian, Greenland, Barents and Bering Seas. In: *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security*. 2009. p. 171–90. doi:10.1007/978-1-4020-9460-6_13
- Bekryaev RV, Polyakov IV, Alexeev VA. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journal of Climate*. 2010;23(14):3888–906. doi:10.1175/2010JCLI3297.1 EDN: OHMENJ
- Serreze MC., Barry RG. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global Planet Change*. 2011;77(1–2):85–96. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004 EDN: OLOJLP
- Davy R, Chen L, Hanna E. Arctic amplification metrics. *International Journal of Climatology*. 2018;38(12):4384–94. doi:10.1002/joc.5675 EDN: KNEOBE
- Latonin MM., Bashmachnikov IL., Bobylev LP. The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020;13(3):3–19. doi:10.7868/S2073667320030016 EDN: ZIPPIB
- Skagseth Ø, Eldevik T, Årthun M, Asbjørnsen H, Lien VS, Smedsrud LH. Reduced efficiency of the Barents Sea cooling machine. *Nature Climate Change*. 2020;10(7):661–6. doi:10.1038/s41558-020-0772-6 EDN: NJTZCO
- Sweeney AJ., Fu Q, Po-Chedley S, Wang H, Wang M. Internal variability increased Arctic amplification during 1980–2022. *Geophysical Research Letters*. 2023;50. doi:10.1029/2023GL106060 EDN: LGBUCF

23. Trofimov AG. Arctic and Barents Sea ice extent variability and trends in 1979–2022. *Trudy VNIRO*. 2024;197:101–20. (In Russian). doi:10.36038/2307-3497-2024-197-101-120 EDN: RUYLHJ
24. Screen JA, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010;464:1334–7. doi:10.1038/nature09051
25. Lind S, Ingvaldsen RB, Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018;8(7):634–9. doi:10.1038/s41558-018-0205-y EDN: YJCOGD
26. Årthun M, Onarheim IH, Dörr J, Eldevik T. The seasonal and regional transition to an ice-free Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2021;48(1). doi:10.1029/2020GL090825 EDN: WSSXAN
27. Ivanov VV, Tuzov FK. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021;175:103590 EDN: PJKYRT doi:10.1016/j.dsr.2021.103590
28. Sumkina AA, Ivanov VV, Kivva KK. Heat budget of the Barents Sea surface in winter. *Lomonosov Geographical Journal*. 2024;(3):123–34. (In Russian). doi:10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.10 EDN: VLIHYL
29. Serreze MC, Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2015;373:20140159. doi:10.1098/rsta.2014.0159 EDN: UPZPGN
30. Stroeve J, Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018;13:103001. doi:10.1088/1748-9326/aade56 EDN: LWDJZL
31. Lis NA., Egorova ES. Climatic variability of the ice extent of the Barents Sea and its individual areas. *Arctic and Antarctic Research*. 2022;68(3):234–47. (In Russian). doi:10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247 EDN: GLBVPA
32. Våge S, Basedow SL, Tande KS, Zhou M. Physical structure of the Barents Sea Polar Front near Storbanken in August 2007. *Journal of Marine Systems*. 2014;130:256–62. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.11.019
33. Fer I, Baumann TM, Elliott F, Kolås EH. Ocean microstructure measurements using an MSS profiler during the Nansen Legacy cruise, GOS2020113, October 2020 [Dataset]. Norwegian Marine Data Centre, 2023.
34. Karsakov AL, Trofimov AG, Antsiferov MYu, et al. 120 years of oceanographic observations at the Kola meridian section. Murmansk: PINRO im. N.M. Knipovicha; 2022. (In Russian). EDN: NOCWAT
35. Ozhigin VK, Trofimov AG, Ivshin VA. The Eastern Basin Water and Currents in the Barents Sea. ICES Document CM 2000/L:14. 19 pp. EDN: YWCURA
36. Polyakov IV, Alekseev GV, Timokhov LA, Bhatt US, Colony RL, Simmons HL, Walsh D, et al. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journal of Climate*. 2004;17:4485–95. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017. EDN: LINLZV
37. Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. In: Pro Mare Symposium on Polar Ecology; Sakshaug E, Hopkins CCE, Britsland NA, Eds. Polar Research. Trondheim, Norway: 1991. Vol. 10, pp. S18.
38. Karsakov AL. Oceanographic investigations along the “Kola Meridian” section in the Barents Sea in 1900–2008. Murmansk: PINRO Press; 2009. 139 pp. (In Russian).
39. Boitsov VD., Karsakov AL., Trofimov AG. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009. *ICES Journal of Marine Science*. 2012;69:833–40. doi:10.1093/icesjms/fss075 EDN: RGBVIJZ
40. Prokopchuk IP, Trofimov AG. Interannual dynamics of zooplankton in the Kola Section of the Barents Sea during the recent warming period. *ICES Journal of Marine Science*. 2019;76(Supplement_1): i10–i12. doi: 10.1093/icesjms/fsz206 EDN: UOETEB
41. Moiseev DV, Zaporozhtsev IF, Maksimovskaya TM, Dukhno GN. Identification of the position of frontal zones on the surface of the Barents Sea according to contact and remote monitoring data (2008–2018). *Arctic: Ecology and Economy*. 2019;2(34):48–63. (In Russian). doi:10.25283/2223-4594-2019-2-48-63 EDN: JHJGVM
42. Gudkovich ZM, Kirillov AA, Kovalev EG, et al. *Fundamentals of the methodology for long-term ice forecasts for Arctic seas*. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1972. 348 pp. (In Russian).
43. Mironov EY. *Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-term forecast*. St. Petersburg: AANII; 2004. 319 pp. (In Russian).
44. Afanasyeva EV, Alekseeva TA, Sokolova JV, Demchev DM, Chufarova MS, Bychenkov YuD, Devyataev OS. AARI methodology for sea ice chart composition. *Russian Arctic*. 2019;7:5–20. doi:10.24411/2658-4255-2019-10071 EDN: YIIBNO
45. Zhichkin AP. Peculiarities of interannual and seasonal variations of the Barents Sea ice coverage anomalies. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015;40:319–26. doi:10.3103/S1068373915050052 EDN: UGFDFD
46. Spichkin VA. Definition of the major anomaly criterion. In: *Studies of ice conditions in the Arctic seas, calculation and forecasting methods: Proceedings of the AANII*. 1987. Vol. 402, pp. 15–19. (In Russian).
47. Matishov GG., Golubev VA., Zhichkin AP. Temperature anomalies in the Barents Sea during summer periods of 2001–2005. *Doklady Earth Sciences*. 2007;412:82–4. doi:10.1134/S1028334X07010187 EDN: MWRBHZ

48. Matishov G, et al. Climate and cyclic hydrobiological changes of the Barents Sea from the twentieth to twenty-first centuries. *Polar Biology*. 2012;35:1773–90. doi:10.1007/s00300-012-1237-9 EDN: PVITCJ
49. Fedorov KN. *The physical nature and structure of oceanic fronts*. New York, NY, USA: Springer-Verlag; 1986. 333 pp. doi:10.1007/978-1-4684-6343-9
50. Journel AG, Huijbregts C. *Mining geostatistics*. San Diego, CA, USA: Academic Press; 1978. 600 pp.
51. Dukhovskoy DS, et al. Skill metrics for evaluation and comparison of sea ice models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120:5910–31. doi:10.1002/2015JC010989 EDN: VEUXNX
52. Hiester HR, et al. A topological approach for quantitative comparisons of ocean model fields to satellite ocean color data. *Methods in Oceanography*. 2016;13:1–14. doi:10.1016/j.mio.2016.01.001
53. Thomson RE, Emery WJ. *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes; 2014. 638 pp. doi:10.1016/C2010-0-66362-0 EDN: VFCGLJ
54. Efstathiou E, Eldevik T, Årthun M, Lind S. Spatial patterns, mechanisms, and predictability of Barents Sea ice change. *Journal of Climate*. 2022;35:2961–73. doi:10.1175/JCLI-D-21-0044.1 EDN: BPVZBU
55. Årthun M, Eldevik T, Smedsrud L, Skagseth Ø, Ingvaldsen R. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *Journal of Climate*. 2012;25:4736–43. doi:10.1175/JCLI-D-11-00466.1 EDN: RPHDXJ
56. Herbaut C, Houssais MN, Close S, Blaizot AC. Two wind-driven modes of winter sea ice variability in the Barents Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015;106:97–115. doi:10.1016/j.dsr.2015.10.005 EDN: VEZTNH

About the authors

TATYANA M. Maksimovskaya, Junior Researcher, Shirshov Institute of Oceanology of RAS; Junior Research Associate, Murmansk Marine Biological Institute of RAS, ORCID: 0000-0001-9136-6670, Scopus AuthorID: 57735699200, WoS ResearcherID: AAZ-6535-2020, e-mail: maximovskaja.t@yandex.ru

ALEXEY V. Zimin, Principal Researcher, Shirshov Institute of Oceanology of RAS, DrSc (Geogr.), ORCID: 0000-0003-1662-6385, Scopus AuthorID: 55032301400, WoS ResearcherID: C-5885–2014, e-mail: zimin2@mail.ru

OKSANA A. Atadzhanova, Senior Researcher, Shirshov Institute of Oceanology of RAS, CandSc (Geogr.), ORCID: 0000-0001-6820-0533, Scopus AuthorID: 57188718743, WoS ResearcherID: R-7835–2018, e-mail: oksanam07@list.ru

ALEXANDER A. Konik, Researcher, Shirshov Institute of Oceanology of RAS, CandSc (Geogr.), ORCID: 0000-0002-2089-158X, Scopus AuthorID: 57203864647, WoS ResearcherID: AAB-7195–2020, e-mail: konikrshu@gmail.com

ELIZAVETA S. Egorova, Lead Specialist, Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, CandSc (Geogr.), ORCID: 0000-0001-7207-6002, Scopus AuthorID: 57964657200, WoS ResearcherID: JRX-1701–2023, e-mail: e.egorova@marine-rc.ru

DENIS V. Moiseev, Deputy Director for Science, Murmansk Marine Biological Institute of RAS, CandSc (Geogr.), ORCID: 0000-0003-0141-374X, Scopus AuthorID: 35069960500, WoS ResearcherID: C-1651–2015, e-mail: denis_moiseev@mmbi.info



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-4
EDN GNHCOB

УДК 627.52

© A. S. Anshakov*, 2025

Moscow State University of Civil Engineering (National Research University), 26 Yaroslavskoe shosse, Moscow, 129337, Russia
*anshakov.aleks.xx@yandex.ru

Hybrid Modeling of Changes in the Gelendzhik Bay Coastline due to the Construction of a Marina

Received 07.04.2025, Revised 18.05.2025, Accepted 30.05.2025

Abstract

The article examines the impact of the construction of a marina on the lithodynamic processes in Gelendzhik Bay, a closed water area with a complex sediment balance. Historically, the bay was a closed system, but active hydraulic engineering (artificial beaches, port facilities) disrupted the natural morphodynamics. An integrated approach combining numerical (SWAN, Wave Watch III models) and physical modeling on a scale of 1:100 has been applied to assess the effects of anthropogenic impact.

Physical modeling has shown that the port facilities form local erosion zones./sediment accumulation. The results of experimental studies qualitatively confirm the conclusions of numerical modeling. Despite the local changes, the port does not significantly affect the overall sediment transport. The study highlights the need for an integrated approach to modeling lithodynamic processes.

Keywords: the Black Sea, Gelendzhik Bay, numerical modeling, physical modeling, experimental research, lithodynamic processes

© А. С. Анишаков, 2025

Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет, 129337, г. Москва, Ярославское шоссе, д. 26
*anshakov.aleks.xx@yandex.ru

Гибридное моделирование изменений участка береговой линии Геленджикской бухты в связи со строительством яхтенного порта

Статья поступила в редакцию 07.04.2025, после доработки 18.05.2025, принята в печать 30.05.2025

Аннотация

В статье исследуется влияние строительства яхтенного порта на литодинамические процессы в Геленджикской бухте — закрытой акватории со сложным балансом наносов. Исторически бухта представляла собой замкнутую систему, однако активное гидротехническое строительство (искусственные пляжи, портовые сооружения) нарушило естественную морфодинамику. Для оценки последствий антропогенного воздействия применен комплексный подход, сочетающий численное (модели SWAN, Wave Watch III) и физическое моделирование в масштабе 1:100.

Физическое моделирование показало, что сооружения порта формируют локальные зоны эрозии/аккумуляции наносов. Результаты экспериментальных исследований качественно подтверждают выводы численного моделирования. Несмотря на локальные изменения, порт не оказывает существенного влияния на общий транспорт наносов. Исследование подчеркивает необходимость комплексного подхода к моделированию литодинамических процессов.

Ключевые слова: Черное море, Геленджикская бухта, численное моделирование, физическое моделирование, экспериментальные исследования, литодинамические процессы.

Ссылка для цитирования: Анишаков А.С. Гибридное моделирование изменений участка береговой линии Геленджикской бухты в связи со строительством яхтенного порта // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 58–67. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-4) EDN GNHCOB

For citation: Anshakov A.S. Hybrid Modeling of Changes in the Gelendzhik Bay Coastline due to the Construction of a Marina. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):58–67. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-4)

1. Introduction

The construction of yacht ports and other hydraulic structures in the coastal zone inevitably leads to the transformation of natural processes, including changes in sediment transport, flow patterns and the reshaping of the coastline [1–6]. These issues become particularly relevant in conditions of limited bays, such as Gelendzhik, where anthropogenic impact can disrupt the delicate balance between abrasion and accumulation. In recent decades, the active development of the resort region's infrastructure has led to the need to predict and minimize the negative effects of construction on the coastal zone.

Gelendzhik Bay, bounded by the Tonkyy and Tolstyy capes, is a unique natural and anthropogenic complex [7,8]. Historically, the lithodynamic system of the bay is a closed cell where the beach-forming material does not extend beyond the capes. However, intensive economic activity has radically changed the natural processes of morphodynamics.

The anthropogenic transformation of the coastal zone began in the 1970s with the creation of an artificial sandy beach in the eastern part of the bay, which was repeatedly replenished with additional deposits. In the 1990s, a project was launched to create a pebble beach with a length of about 1 km between Tolstyy Cape and the yacht club. In 2002, the construction of a marina port at Cape Tonkyy with a stone-filled pier further changed the hydrodynamic regime of the bay.

The current state of the coastal zone is of serious concern. The central part of the bay is practically devoid of natural beaches, the coastline is cluttered with numerous piers and retaining structures. The only significant artificial beach in the eastern part is gradually deteriorating at a rate of about 5 cm/year.

Traditional methods for assessing shoreline changes, based on field observations and analysis of historical data, often fail to account for the combined influence of hydrodynamic, morphodynamic, and anthropogenic factors. In this regard, the application of an integrated approach combining mathematical and physical modeling opens new possibilities for high-accuracy forecasting.

This article presents a hybrid modeling approach to study changes in a section of the Gelendzhik Bay shoreline caused by the construction of a yacht harbor. In previous research, numerical modeling methods were used to evaluate lithodynamic processes. Areas of intensive seabed transformation were found to correlate with the strongest currents and were located away from the yacht harbor construction site.

However, it was impossible to validate these findings with field data on wave action, currents, and longshore sediment transport due to the lack of such observations. While no wind-wave observations were conducted in the bay, wave data from a storm in February 2003, recorded by a wave buoy deployed by the Southern Branch of the Shirshov Institute of Oceanology (RAS) near Gelendzhik [10], were used in this study to calibrate the SWAN model. Current measurements in the bay were taken outside storm periods, making them unsuitable for verifying the modeled current fields in the study area. For this reason, physical modeling of lithodynamic processes in a wave basin was conducted to validate the numerical results.

Given the size of the bay, approximately 3.0×4.5 km, the implementation of full-size physical modeling in the conditions of the wave basin of the National Research University MSUCE would require the choice of a modeling scale of 1:250. Since the depths of the bay range from 1.0 to 10.0 m, in laboratory conditions they will range from 0.4 cm to 4.0 cm. It is almost impossible to create a physical model of the bay in laboratory conditions, at such depths, with accurate reproduction of bathymetry. Therefore, experimental studies were conducted only in the area of influence of the yacht port (Fig. 1), located along the western coastline of the bay.

Fig. 1. The area of experimental research (shown in red)



2. Methods

To determine the parameters of an extreme storm inside Gelendzhik Bay, the SWAN and Wave Watch III models were used [11–13], the wind fields for which were calculated based on data from the NCEP/NCAR reanalysis of wind fields in the period from 1983 to 2012 [14–16]. When setting up experimental studies, it was assumed that the main seabed transformation would occur after an extreme storm.

The investigations were conducted for southeastern wave direction impacting the yacht port structures, which forms due to the refraction of southwestern storm waves at Tonky Cape. The parameters of the extreme storm waves were as follows: wave height $h_{13\%} = 2.2$ m ($h = 2.2$ cm, model data), the average period $T = 11.0$ s ($T = 1.1$ s, model data), the duration of the storm is 5 days (12 hours, model data) [17, 18].

In laboratory studies of local scour phenomena, fine sand with properties similar to natural soils is commonly employed as model sediment. The model sand is specifically selected to ensure the lowest possible critical shear velocity for particle motion. The absolute minimum values of critical velocity ($0.10 \leq V_{kr} \leq 0.25$ m/s) are characteristic of coarse sands with particle sizes ranging from $0.25 \leq d \leq 1.00$ mm (d — particle diameter).

Analysis of near-bottom velocities induced by southeastern wave action in the port's coastal zone, conducted using the second-order finite-amplitude wave theory [19], revealed that under prototype conditions, the water particle velocity (V_d) in near-bed regions (depths from 6.0 to 4.0 m) ranges from 2.1 to 3.9 m/s. Thus, the prototype near-bed water particle velocity significantly exceeds the critical sediment motion threshold (V_d/V_{kr}), indicating that the scour process can be considered self-similar according to this criterion.

Under experimental conditions, it is sufficient to maintain the condition $V_d/V_{kr} > 1$ for the velocities of water particles at the bottom in order to obtain a qualitative analysis of sediment movement in the coastal zone. For SE wave conditions, with a water depth of $d = 4.0$ cm on the model and a wave height of $h_{13\%} = 2.2$ cm, the bottom velocity is: $V_d = 39.0$ cm/s. Accordingly, using sand with a grain size from 0.25 to 1.0 mm on the model, it is possible to provide, without any special errors, a sufficiently high-quality experimental analysis of local washouts in the coastal zone of the port.

Two configurations of the coastline were considered: without port facilities and with port facilities. The construction of physical models was carried out on a scale of 1:100. When making the model, maximum conformity to nature was observed.

To study the movement of sediments, screeds were used, on which a vertical scale was applied, in increments of 1.0 mm (Fig. 2). During the preparation of each of the experiments, the sand layer was compacted, spilled with water and carefully leveled with an error of ± 1 mm using a laser level. The bathymetry of the bottom of the model strictly corresponded, on a given scale, to the bathymetry of the bottom of a full-scale object.

Measuring screeds were rigidly mounted on a cement screed, on top of which sandy soil was poured and tamped. The marks of the seabed were recorded before the experiment began.

After the experiment was completed and the water was drained from the pool, the surface of the bottom soil was photographed, and its changes were measured using installed screeds. The relative measurement error was about 30 %. Fig. 3 shows the preparation of the physical model for experiments.



Fig. 2. Installed screeds on a physical model



Fig. 3. Preparation of the physical model

3. Results and Discussion

Experimental studies in the wave basin are shown in Fig. 4–5. Fig. 6–7 shows the results of experimental studies: the position of the coastline and the increments of the markings measured by the screeds are shown for the configuration of the coastline without the structures of the yacht port and for the configuration with the structures of the port (with the design dredging of the water area).

The protective structures of the yacht port (points 1–4) block the sediment flow and form an accumulation zone. There is a slight increase in sediment marks in the presence of port facilities (by about 0.4 m). No significant differences in the increment of marks were found at points 4–9 located along the breakwater.



Fig. 4. Experimental studies for the configuration of the coastline without yacht port facilities

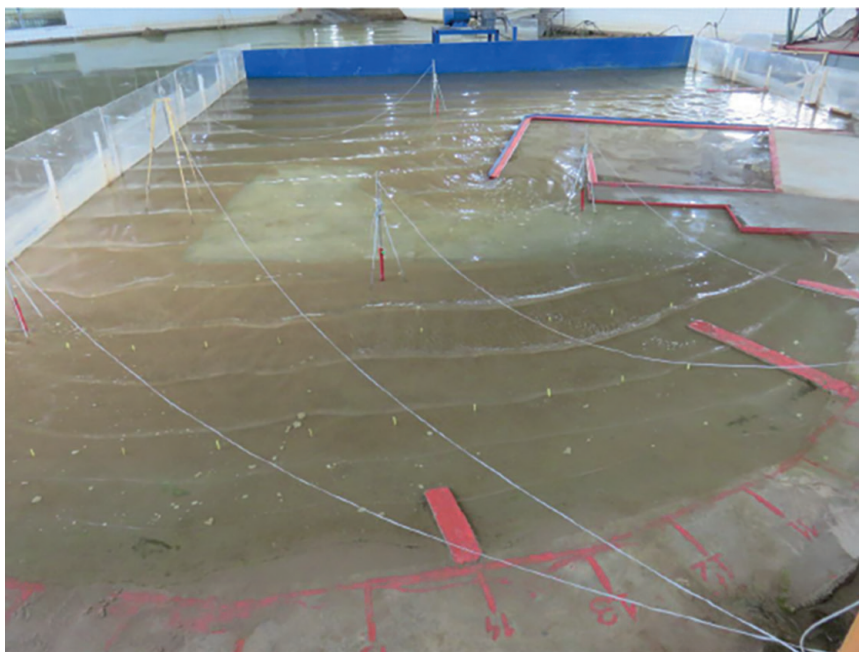


Fig. 5. Experimental studies for configuration with yacht port facilities
(with design dredging of the water area)

The sedimentation process was also not detected in the dredging area of the yacht port (points 10–16).

Along the northern coastline, at a distance of up to 160.0 m (points 17–28), there is an increase in sediment marks, in the presence of protective structures. The average increment of the marks is about 0.3m. Near the coastline, at a distance of 50.0 m to 80.0 m (points 29–38), there is no influence of coastal structures on the sediment flow.

The variation in experimental values of increments of marks is largely due to the difficulties of preparing the bottom of the physical model in the basin at large scales (1:100) and shallow depths of the bay in the vicinity of the port from 2.0 m to 8.0 m (on the model from 2.0 cm to 8.0 cm).

The results of measuring the coastline behind the new port, with and without fencing structures, after the storm, are shown in Fig. 6–7. Based on the results of experimental studies, it follows that up to section 8, the impact of new port facilities on the coastline is insignificant. The presence of port facilities affects the position of the coastline after section 8 and reaches its maximum of 3.0 m for nature data (sections 21–22).

Analyzing satellite images of Gelendzhik Bay within sections 9–23, it is possible to notice the absence of beaches (Fig. 8). In these areas, the coastline is protected by coastal reinforcement in the form of concrete slabs. These details were not taken into account in the physical model, as these experimental studies are “estimates from above”. The main purpose of the study is to qualitatively confirm the results of numerical studies performed in previous work [17].

The conducted experimental studies have confirmed the main conclusions obtained from the results of numerical modeling of lithodynamic processes. The port facilities do not significantly affect the overall picture of sediment movement within the port’s area of influence.

4. Conclusion

The construction of hydraulic structures, such as yacht ports, in the coastal zone of Gelendzhik Bay can have a significant and multifactorial impact on natural processes, leading to a change in the hydrodynamic regime and the redistribution of sediment transport. In the conditions of the limited water area of the bay, where the natural balance between abrasion and accumulation is extremely vulnerable, anthropogenic activity becomes a key factor determining the evolution of the coastline.

In this paper, an integrated approach combining numerical and physical modeling is applied to assess the consequences of the construction of a yacht port. Numerical calculations performed using the SWAN and Wave Watch III models allowed us to determine the parameters of an extreme storm. However, the lack of systematic field data on waves, currents, and sediment transport required additional verification of the results using physical modeling methods.

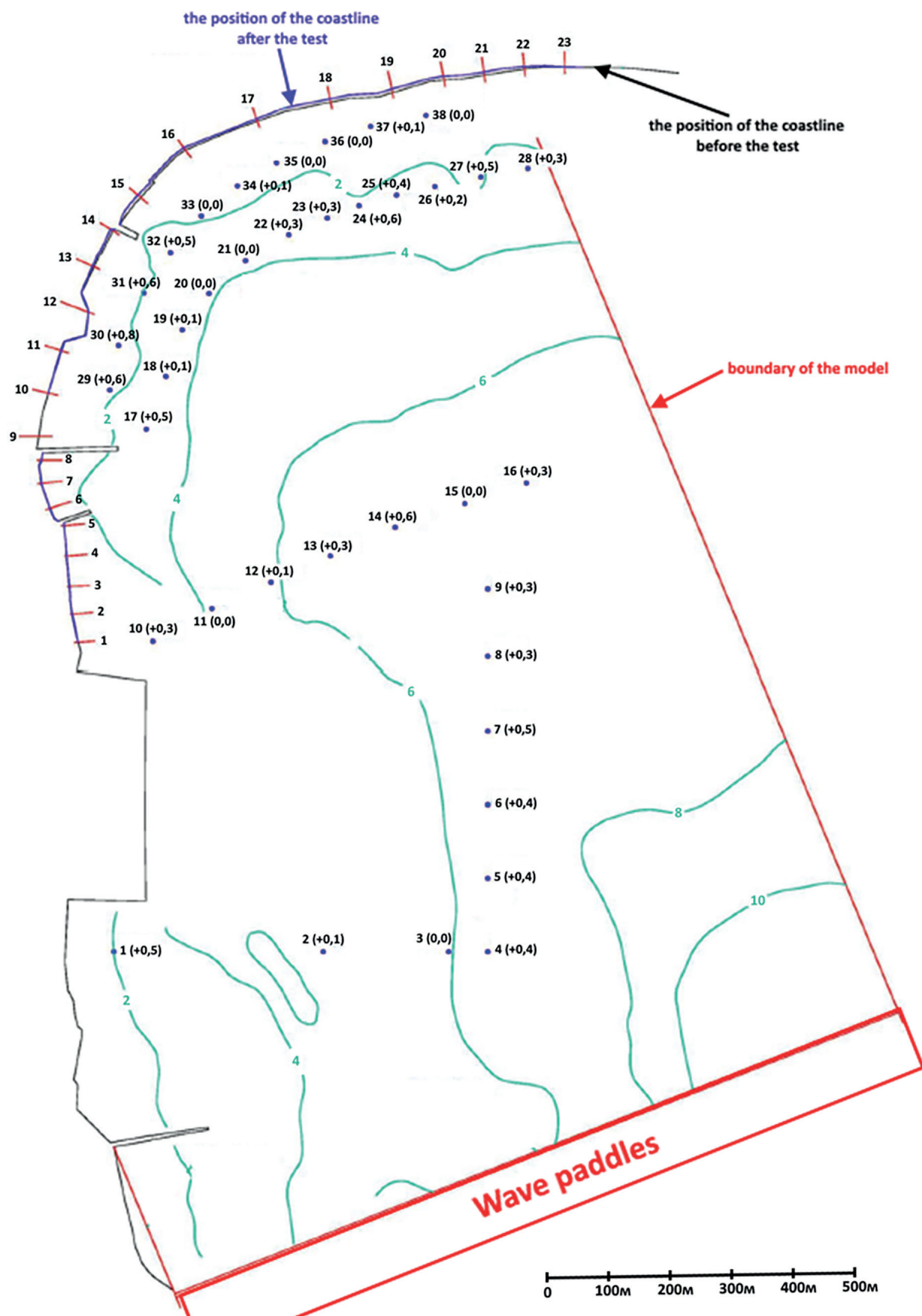


Fig. 6. The results of experimental studies for the configuration of the coastline without yacht port facilities, M 1:100. Increments of marks are indicated for nature data, m

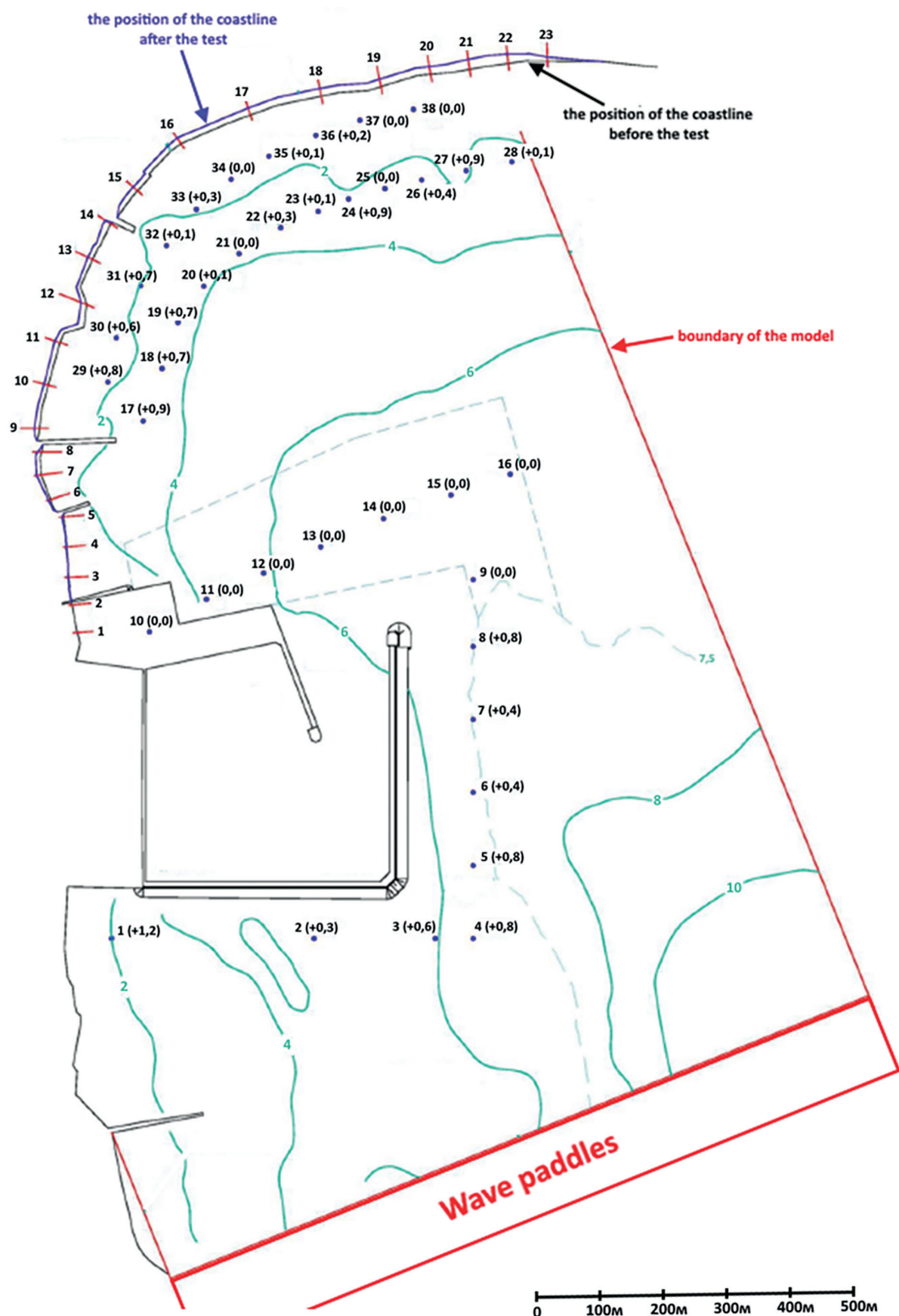


Fig. 7. The results of experimental studies for configuration with yacht port facilities (with design dredging of the water area), M 1:100. Increments of marks are indicated for nature data, m



Fig. 8. Satellite image of Gelendzhik Bay within sections 9–23

Experimental studies in the wave basin, conducted on a scale of 1:100, confirmed that the port's protective structures create a local sediment accumulation zone with increments of up to 0.4 m. At the same time, no significant changes in sedimentation were detected in the dredging zone.

It is important to note that the conducted research has revealed a number of methodological difficulties associated with the physical modeling of shallow-water zones. The measurement error was about 30 %, due to the difficulties of accurately reproducing bathymetry at shallow depths (2–8 cm on the model). Nevertheless, the results obtained allow us to conclude that the construction of a yacht port does not significantly affect the lithodynamic processes in the bay.

The conducted research demonstrates that the sustainable development of coastal territories, especially in conditions of intense recreational and economic stress, requires an integrated approach based on modern modeling methods and constant monitoring. This is the only way to ensure a balance between economic interests and the preservation of fragile coastal ecosystems.

References

1. Zhai T, Wang J, Fang Y, Qin Y, Huang L, Chen Y. Assessing ecological risks caused by human activities in rapid urbanization coastal areas: Towards an integrated approach to determining key areas of terrestrial-oceanic ecosystems preservation and restoration. *Science of The Total Environment*. 2020;708:135153. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.135153
2. van Rijn LC. Coastal erosion and control. *Ocean & Coastal Management*. 2011;54:867–887. doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004
3. Sarma KGS. Siltation and coastal erosion at shoreline harbours. *Procedia Engineering*. 2015;116:12–19. doi:10.1016/j.proeng.2015.08.259
4. Wang J, You ZJ, Liang B. Laboratory investigation of coastal beach erosion processes under storm waves of slowly varying height. *Marine Geology*. 2020;430:106321. doi:10.1016/j.margeo.2020.106321
5. Leont'yev IO. Changes in the shoreline caused by coastal structures. *Okeanologiya*. 2007;47(6):877–883. (In Russian).
6. Leont'yev IO. Changes in shoreline contour due to cross-shore structure in the sea coastal zone. *Geomorphology*. 2018;3:32–39. doi:10.7868/S0435428118030033 (In Russian).
7. Esin NV, Kos'yan RD, Peshkov VM. On the causes of degradation of sandy beaches of the Black Sea coast of Russia. *Proceedings of the International Conference "Creation and use of artificial land plots on the shores and water areas of water bodies"*. Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, 2009. (In Russian).

8. Esin NV. Transport and dispersion of pollutants in bays (on the example of Gelendzhik Bay). In: Podymov IS, Kosyan RD, Pykhov NV, editors. *Dynamic Processes of the Coastal Zone of the Sea*. Moscow: Scientific World; 2003. p. 294–203. (In Russian).
9. Kos'yan RD, Divinsky BV, Pushkarev OV. Measurements of parameters of wave processes in the open sea near Gelendzhik. *The Eighth Workshop of NATO TU-Waves/Black Sea*; 1998 Apr 17–18; METU, Ankara, Turkey.
10. Divinskiy BV, Kos'yan RD, Podymov IS, Pushkarev OV. Extreme waves in the North-East part of the Black Sea in Feb 2003. *Oceanology*. 2004;43(6):2–15. (In Russian).
11. Holthuijsen L. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge: Cambridge University Press; 2007. 236 p. doi:10.1017/CBO9780511618536
12. SWAN team. SWAN cycle III version 41.10AB. Scientific and technical documentation. Delft: Delft University of Technology; 2017.
13. Tolman H. User manual and system documentation of WAVEWATCH III™ version 3.14. NOAA/NWS/NCEP/MMAB; 2009. 194 p.
14. Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996;77(3):437–471. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437: TNYRP>2.0.CO;2
15. Saha S, et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2010;91(8): 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1
16. Saha S, et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*. 2014;27:2185–2208. doi:10.1175/JCLI-D-12-00823.1
17. Anshakov AS. Modeling of hydrodynamic and lithodynamic coastal processes in the harbour area. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022;15(4):101–108. doi:10.48612/fpg/xhaz-46hz-kk62
18. Anshakov A, Kantarzhil I. The influence of the layout of protective structures on the wave regime of the port's water area. *Gidrotekhnicheskoe Stroitel'stvo*. 2018;9:30–37. (In Russian).
19. Leont'yev IO. *Coastal dynamics: waves, currents, sediment flows*. Moscow: GEOS; 2001. (In Russian).

Литература

1. Zhai T., Wang J., Fang Y., Qin Y., Huang L., Chen Y. Assessing ecological risks caused by human activities in rapid urbanization coastal areas: Towards an integrated approach to determining key areas of terrestrial-oceanic ecosystems preservation and restoration // *Science of The Total Environment*. 2020. Vol. 708. P. 135153 doi:10.1016/j.scitotenv.2019.135153 EDN: ZYNVZY
2. van Rijn L.C. Coastal erosion and control // *Ocean & Coastal Management*. 2011. Vol. 54. P. 867–887. doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004
3. Sarma K.G.S. Siltation and Coastal Erosion at Shoreline Harbours // *Procedia Engineering*. 2015. Vol. 116. P. 12–19. doi:10.1016/j.proeng.2015.08.259
4. Wang J., You Z.J., Liang B. Laboratory investigation of coastal beach erosion processes under storm waves of slowly varying height // *Marine Geology*. 2020. Vol. 430. P. 106321. doi:10.1016/j.margeo.2020.106321 EDN: RJYVPF
5. Леонтьев И.О. Изменения береговой линии моря в условиях влияния гидротехнических сооружений // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 6. С. 940–946. EDN: IBGWAN
6. Леонтьев И.О. Изменения контура берега, вызванные поперечным сооружением в береговой зоне моря // *Геоморфология*. 2018. № 3, С. 32–39. doi:10.7868/S0435428118030033 EDN: XUZFVL
7. Есин Н.В., Косьян Р.Д., Пешков В.М. О причинах деградации песчаных пляжей Черноморского побережья России // *Труды Международной конференции «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водных объектов»*, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Новосибирск, 20–25 июля 2009.
8. Есин Н.В. Перенос и рассеивание загрязняющих веществ в бухтах (на примере Геленджикской бухты) // *Динамические процессы береговой зоны моря* / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. М.: Научный мир, 2003. С. 294–303.
9. Kos'yan R.D., Divinsky B.V., Pushkarev O.V. Measurements of Parameters of Wave Processes in the Open Sea near Gelendzhik // *The Eight Workshop of NATO TU-Waves/Black Sea*. April 17–18. METU, Ankara, Turkey. 1998.
10. Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В. Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 6. С. 2–15. EDN: OOGQSB
11. Holthuijsen L. Waves in Oceanic and Coastal Waters. Cambridge: Cambridge University Press. 2007, 236 p. doi:10.1017/CBO9780511618536 EDN: UWCQOF

12. SWAN team. Swan cycle III version 41.10AB. Scientific and Technical documentation // Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. 2017.
13. Tolman User manual and system documentation of WAVEWATCH III™ version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB // Technical Note 276. 2009, 194 p.
14. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR40-year reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. Vol. 77(3). P. 437–471. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437: TNYRP>2.0.CO;2 EDN: SNBWXR
15. Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., et al. The NCEP climate forecast system reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. Vol. 91(8). P. 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1 EDN: MYEPKT
16. Saha S., Moorthi S., Wu X. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2 // Journal of Climate. 2014. Vol. 27. P. 2185–2208. doi:10.1175/JCLI-D-12-00823.1
17. Анишаков А.С. Моделирование гидродинамических и литодинамических береговых процессов в районе морского порта // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 4. С. 101–108. doi:10.48612/fpg/xhaz-46hz-kk62 EDN: SASOHI
18. Анишаков А.С., Кантаржи И.Г. Влияние компоновки оградительных сооружений на волновой режим акватории порта // Гидротехническое строительство. 2018. № 9. С. 30–37. EDN: SIDEVF
19. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001.

About the Author

ALEKSANDR S. Anshakov, Associate Professor of the Department of “Hydraulics and Hydrotechnical Engineering” MSUCE, CandSc (Tech), ORCID: 0000-0002-0437-3109, Scopus AuthorID: 57202806387, SPIN-код (РИНЦ): 864818, e-mail: anshakov.aleks.xx@yandex.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-5
EDN INTJZN

УДК 532.31

© Г. Е. Хазанов^{1*}, С. А. Ермаков^{1,2}, 2025

¹Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, 603950, г. Н. Новгород, ул. Ульянова, д. 46

²Волжский государственный университет водного транспорта, 603950, г. Н. Новгород, ул. Нестерова, 5а

*g.khazanov@ipfran.ru

Численное моделирование динамики плавучей полиэтиленовой пленки в поле поверхностных волн

Статья поступила в редакцию 15.10.2024, после доработки 13.03.2025, принята в печать 17.04.2025

Аннотация

Развитие физических основ дистанционной диагностики областей пластикового загрязнения водоемов приобрело в настоящее время высокую актуальность в связи с ростом антропогенного загрязнения Мирового океана. Значительный вклад в такое загрязнение связан с полиэтиленовыми (ПЭ-) пленками, которые приводят к изменчивости сигнала радиолокационного рассеяния при зондировании морской поверхности, что может быть использовано для диагностики пластикового мусора. ПЭ-пленки при этом часто находятся в приповерхностных слоях воды, а не плавают на поверхности, несмотря на то, что их плотность обычно меньше, чем плотность воды. В работе проведено численное моделирование динамики плавучей ПЭ-пленки в поле поверхностных волн. В качестве инструмента численного моделирования использовалось программное обеспечение с открытым исходным кодом «OpenFOAM». Обнаружено, что всплывающая в отсутствие волн пленка может притапливаться, всплывать или находиться в равновесии на определенной глубине при наличии волн. Обнаруженный эффект указывает на возникновение дополнительной средней силы в осциллирующем поле волн, которая направлена против сил плавучести и зависит от крутизны волны и глубины начального расположения пленки.

Ключевые слова: пластиковый мусор, полиэтиленовые пленки, ГKB

© G. E. Khazanov^{1*}, S. A. Ermakov^{1,2}, 2025

¹A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the RAS, 46 Ulyanov Str., Nizhny Novgorod, 603950, Russia

²Volga State University of Water Transport, 5a Nesterov Str., Nizhny Novgorod, 603950, Россия

*g.khazanov@ipfran.ru

Numerical Modeling of a Floating Polyethylene Film Dynamics in the Field of Surface Waves

Received 15.10.2024, Revised 13.03.2025, Accepted 17.04.2025

Abstract

The development of the physical foundations of remote diagnostics of areas of plastic pollution of reservoirs has now become highly relevant due to the increase in anthropogenic pollution of the World Ocean. The pollution is largely related to the polyethylene (PE) films, which can affect to variability of the radar scattering signal when probing the sea surface, which can be used to diagnose plastic areas. PE films are often located in the near-surface layers of water, rather than floating on the surface, despite the fact that their density is usually less than the density of water. This paper presents a numerical study of the dynamics of a small floating PE film in the field of surface waves. The open source software “OpenFOAM” was used as a numerical modeling tool.

Ссылка для цитирования: Хазанов Г.Е., Ермаков С.А. Численное моделирование динамики плавучей полиэтиленовой пленки в поле поверхностных волн // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 68–82. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-5) EDN INTJZN

For citation: Khazanov G.E., Ermakov S.A. Numerical Modeling of a Floating Polyethylene Film Dynamics in the Field of Surface Waves. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):68–82. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-5)

It was found that the film floats in the absence of waves, but if there are any surface waves, it can sink, float, or be in the equilibrium at some depth. The detected effect indicates the occurrence of an additional force in a fast oscillating wave field, which is directed against buoyancy forces and depends on the steepness of the wave and the depth of the initial film location.

Keywords: plastic garbage, polyethylene film, Gravity-capillary waves, OpenFOAM

1. Введение

Проблема пластикового загрязнения водоемов приобрела крайне актуальный характер в связи с ростом антропогенного загрязнения Мирового океана [1–4]. Большое количество работ посвящено изучению распространению пластикового мусора (ПМ) в Мировом океане, его влиянию на окружающую среду и живые организмы [5, 6], распределению пластика по глубине, размерам, плотностям и пр. [7]. Одним из важнейших направлений в контексте проблемы ПМ является исследование возможностей использования аэрокосмических средств наблюдений океана для обнаружения и диагностики ПМ (см., например, [8, 9] и цитированную литературу). При этом большая часть исследований относилась к микропластику — частицам ПМ с размерами порядка единиц мм и менее. В качестве одного из основных физических эффектов, лежащих в основе диагностики микропластика, рассматриваются био пленки, связанные с микроводорослями, заселяющими частицы ПМ. Эти био пленки, поступая на поверхность, приводят к подавлению гравитационно-капиллярных волн и формированию сликов на морской поверхности, которые могут обнаруживаться, в частности, спутниковыми радиолокаторами с синтезированной апертурой [10–12]. Если же рассматривать возможности микроволнового зондирования макро ПМ (полиэтиленовые (ПЭ) пакеты, куски ПЭ-пленки, пищевые пластиковые контейнеры и пр.), то здесь важным является рассеяние электромагнитных волн непосредственно на пластиковых фрагментах, плавающих на поверхности воды, а также на мелкомасштабных ветровых волнах, на характеристики которых могут оказывать влияние эти фрагменты [13, 14]. Однако пластиковые объекты, даже те, плотность которых меньше плотности воды, оказываются часто плавающими не на поверхности, а в верхних слоях воды¹.

Возможные механизмы распределения частиц ПМ по глубине в приповерхностном слое воды могут быть связаны с турбулентностью, возникающей при ветровом перемешивании [15], обрушениях волн [16], вертикальными нисходящими течениями в конвергентных зонах циркуляций Ленгмюра [17], либо с заселением фрагментов ПМ микроводорослями — обрастателями ПМ [18]. Однако в целом, эффекты переноса фрагментов ПМ в приповерхностные слои воды исследованы пока недостаточно.

В данной работе предпринята попытка углубить понимание физических механизмов, определяющих динамику пластиковых фрагментов с положительной плавучестью в приповерхностном слое. Рассмотрен новый, не описанный ранее в литературе, эффект «притапливания» фрагментов плавучего ПМ под действием не обрушающихся поверхностных волн. Данный эффект выявлен на основе численного моделирования динамики фрагмента плавучей пленки в поле поверхностных волн. В качестве инструмента численного моделирования использовалось программное обеспечение с открытым исходным кодом «OpenFOAM», который, помимо инструментария для широкого класса задач вычислительной гидро и аэродинамики, позволяет детально контролировать весь процесс моделирования, включая построение сетки и выбор схем аппроксимации.

Моделирование динамики твердых конструкций, находящихся в жидкости, является важной задачей и описывается сложными взаимодействиями между деформируемой твердой структурой с внешним или внутренним потоком жидкости. Поток жидкости оказывает воздействие на смоченную твердую поверхность, вызывая движение тела в потоке и, вообще говоря, деформацию поверхности тела, при этом изменяется и поле скоростей самого потока. Задачи обтекания тел гидродинамическими потоками, в общем, весьма сложны, поэтому большое количество работ было посвящено разработке и апробации численных методик для решения подобных проблем, в частности, в среде «OpenFOAM» [19–21]. Значительное число модельных экспериментов по взаимодействию жидкой среды с твердыми, деформируемыми структурами, в том числе при наличии границы раздела «вода-воздух», показали хорошие результаты и доказали пригодность данного пакета для решения широкого класса подобных задач [19–21]. Математические модели позволяют управлять механическим поведением жидкости, разрешая отдельно уравнения в разных областях: жидкости и твердом теле. Сшивка достигается путем применения соответствующих граничных условий на границе раздела жидкости и твердого тела.

¹ <https://www.gettyimages.com/detail/news-photo/the-controversial-whale-shark-scene-of-oslob-more-and-more-news-photo/687133998?adppopup=true>

В настоящей работе рассматривается взаимодействие несжимаемой ньютоновской жидкости и упругого твердого тела с использованием дискретизации методом конечных объемов и «раздельного» подхода с последовательным вычислением в жидкой и твердотельной областях. Данный подход использован для моделирования влияния гравитационно-капиллярных волн (ГКВ) на движение плавучей ПЭ-пленки, расположенной в приповерхностном слое воды. В ходе моделирования впервые выявлен эффект притапливания плавучей ПЭ пленки и описаны особенности поведения пленки, а именно режимов ее всплытия, либо погружения в зависимости от характеристик поверхностных волн.

2. Основные уравнения и методика численных экспериментов

Для численного моделирования использовался пакет «OpenFOAM». Одно из главных преимуществ данного пакета для научных целей — наличие открытого исходного кода. Для задач взаимодействия жидкости и твердых тел, в том числе с различной упругостью, существует набор инструментов «solids4foam» [21, 22].

Для численного моделирования подобных процессов авторами в разное время применялись различные подходы. Общей проблемой для всех подходов являлось различие в системах координат, в которых принято описывать динамику в разных средах: уравнения механики твердого тела написаны в системе переменных Лагранжа, в то время как уравнения динамики жидкости традиционно записываются в фиксированной Эйлеровой системе. В данной работе используется так называемый подход Эйлера–Лагранжа (Arbitrary Lagrangian Eulerian), далее «ALE» [23], который позволяет топологии сетки либо оставаться фиксированной, либо перемещаться вместе с материальными Лагранжевыми частицами. Не останавливаясь на сравнении разных подходов, отметим лишь, что методика «ALE» демонстрирует хорошие результаты, особенно для поддержания высокого качества сетки вблизи границы раздела, что приводит к более точным вычислениям динамики жидкости в этой области [24]. Уравнения твердого тела решаются с помощью Лагранжева подхода, в то время как движение частиц жидкости рассматривается с помощью подхода Эйлера на «движущейся сетке». Отметим также, что данный пакет использует подход разделения вычислительного домена на две области: жидкость и твердое тело, с последовательным вычислением их динамики в отдельности, учитывая взаимодействие между ними посредством выполнения граничных условий.

3. Основные уравнения

Жидкость описывается как несжимаемая и ньютоновская. Решается двумерная задача в плоскости XZ, где ось OX направлена вдоль распространения волны, ось OZ направлена вертикально вверх. Основные уравнения гидродинамики — уравнение непрерывности и уравнение Навье–Стокса записываются в виде:

$$\nabla \mathbf{v} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + ((\mathbf{v} - \mathbf{v}_m) * \nabla) \mathbf{v} = \nu \nabla \mathbf{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g}, \quad (2)$$

где ρ — плотность жидкости, $\mathbf{v}$ — вектор скорости, p — давление, $\mathbf{g} = (0, -g_z)$ здесь g_z — ускорение свободного падения, ν — кинематическая вязкость, $\mathbf{v}_m$ — скорость системы отсчета (скорость сетки в методе «ALE»), которая требуется для деформации сетки жидкости с целью учета структурной деформации твердого тела.

Дополнительным ограничением для подхода «ALE» является то, что скорость сетки должна удовлетворять геометрическому закону сохранения [25].

$$\frac{\partial V^{ce}}{\partial t} + \nabla * \mathbf{v}_m = 0. \quad (3)$$

Здесь, V^{ce} — безразмерный контрольный объем (объем ячейки). Данное условие требует, чтобы изменение объема каждого контрольного элемента между двумя соседними временными шагами было равно объему, на который сместилась граница ячейки в течение временного шага.

Для отслеживания высоты свободной поверхности использовался метод конечных объемов («VOF») [26]. Две несмешивающиеся жидкостные фазы (воздух и вода) рассматриваются как одна эффективная жидкость, которая моделируется одновременно во всей расчетной области, при этом функция α определяет долю конкретной жидкости, которая существует в каждой ячейке, и служит идентификатором местоположения границы раздела вода-воздух. Уравнение для объемной доли α имеет вид:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla * (\alpha \mathbf{v}) = 0, \quad (4)$$

где α — объемная доля воды в ячейке, изменяющаяся от 0 до 1 (ячейка полностью заполнена водой или воздухом соответственно). Значение 0,5 приблизительно соответствует границе раздела вода-воздух. Локальная плотность и вязкость совокупной жидкости в каждой ячейке определяется как: $\rho = \alpha \rho_{water} + (1 - \alpha) \rho_{air}$, $\mu = \alpha \mu_{water} + (1 - \alpha) \mu_{air}$.

Для моделирования поверхностной волны использовалась волна Стокса второго порядка («Stokes II») с помощью модуля «waves2foam» [27, 28]. Движение свободной поверхности в рамках этой модели описывается как:

$$\eta(x, t) = \frac{a}{2} \cos(kx - \omega t) + k \frac{a}{2} a_2 \cos(2(kx - \omega t)). \quad (5)$$

Здесь: k — волновое число, ω — частота волны, a — амплитуда волны. Величина a_2 определяется как:

$$a_2 = \frac{a \cosh(kH)}{8 \sinh^3(kH)} (2 + \cosh(2kH)). \quad (6)$$

Здесь: H — глубина жидкости. Дисперсионное соотношение определяется как:

$$\omega^2 = kg * \tanh(kH) * \{1 + o(ka)^2\}. \quad (7)$$

Второе слагаемое в формуле 5 определяет вторую гармонику поверхностной волны и имеет порядок величины ka . Отметим, что при малых значениях крутизны волн (см. ниже), которые использовались в данной задаче, вторая гармоника вносит поправку около 3 % и, вообще говоря, может не учитываться. При этом, теоретический профиль скорости должен экспоненциально спадать с глубиной как: $v(z) \approx U_0 \exp(kz)$, где U_0 — орбитальная скорость в волне на поверхности воды. Сравнение профиля орбитальной скорости при численном расчете с теоретически ожидаемым приведено на рис. 1.

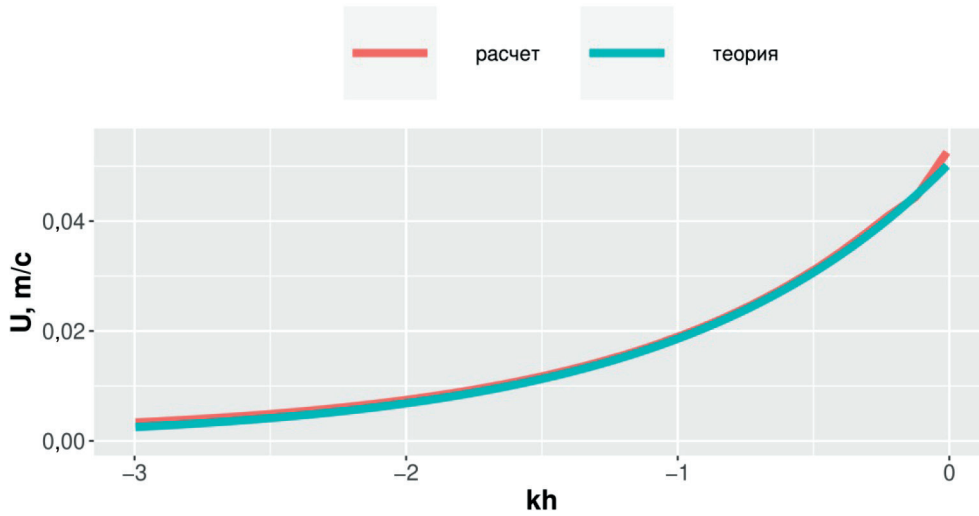


Рис. 1. Сравнение теоретического (синяя линия) и расчетного (красная линия) профилей орбитальной скорости в зависимости от безразмерной глубины

Fig. 1. Theoretical (blue line) and numerical (red line) orbital velocity profile vs the dimensionless depth

Хорошее совпадение теоретического и расчетного профиля скорости указывает на высокое качество волновой модели и надежность численных схем, а также дает возможность интерпретировать результаты с учетом изменяющейся с глубиной орбитальной скорости.

Твердая структура — ПЭ пленка описывается как упругая и уравнение, определяющее её деформацию, — закон сохранения импульса в системе переменных Лагранжа для вектора деформации $\mathbf{u}$ имеет вид:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \nabla \sigma + \rho \mathbf{g}. \quad (8)$$

Здесь, ρ — плотность тела, $\mathbf{u}$ — вектор деформации, $\boldsymbol{\sigma}$ — тензор напряжений Коши. В данном случае мы имеем дело с достаточно большими и произвольными деформациями тела. То есть, в ходе симуляции изменения объема, площади или ориентации элементарного контрольного объема не малы, в связи с чем, упрощенная линейная модель не может быть применена. Таким образом, мы приходим к нелинейной модели — методу конечных деформаций. В таком случае материал определяется путем задания тензора напряжений Коши:

$$\boldsymbol{\sigma} = \frac{1}{J} \mathbf{F}^* \boldsymbol{\Sigma}^* \mathbf{F}^T, \quad (9)$$

$$\mathbf{F} = \mathbf{I} + (\nabla_0 \mathbf{u})^T. \quad (10)$$

$\mathbf{F}$ — тензор деформации, представляющий собой разницу между исходным и деформированным состоянием материала [29], $J = \det[\mathbf{F}]$ — якобиан, $\mathbf{I}$ — единичный тензор, $\boldsymbol{\Sigma}$ — второй тензор напряжений Пиолы-Кирхгофа, который для учета конечных деформаций, для материала Сен-Венана-Кирхгофа имеет вид:

$$\boldsymbol{\Sigma} = 2\mu^s \mathbf{E} + \lambda \text{tr}(\mathbf{E}) \mathbf{I}, \quad (11)$$

$$\boldsymbol{\sigma} = \frac{1}{J} \mathbf{F} [2\mu^s \mathbf{E} + \lambda \text{tr}(\mathbf{E}) \mathbf{I}] \mathbf{F}^T, \quad (12)$$

μ^s и λ — коэффициенты Ламе, $\mathbf{E}$ — тензор напряжений Грина–Лагранжа:

$$\mathbf{E} = \frac{1}{2} (\mathbf{F}^T \mathbf{F} - \mathbf{I}). \quad (13)$$

Коэффициенты Ламе пересчитываются в коэффициент Пуассона μ и модуль Юнга E , которые и определяют упругие свойства материала в данной задаче.

4. Граничные условия

Кинематическое граничное условие — скорость должна быть непрерывной на границе раздела жидкости и твердого тела. Из уравнения сохранения импульса следует динамическое граничное условие, отвечающее равенству сил вдоль нормали к границе раздела. Их можно записать в следующем виде: (здесь $\mathbf{n}$ — единичный вектор нормали к границе раздела, i — пробегает по всем граням границы раздела тело-вода).

$$\mathbf{v}_{fluid}^i = \mathbf{v}_{solid}^i, \quad (14)$$

$$\mathbf{n}^i \boldsymbol{\sigma}_{fluid}^i = \mathbf{n}^i \boldsymbol{\sigma}_{solid}^i. \quad (15)$$

Дно «бассейна» и правая граница вычислительного домена полагались твердыми стенками, на которых задавалось условие прилипания (индекс f_b обозначает нижнюю, f_r — правую, f_a — верхнюю и f_l — левую границы вычислительного домена):

$$v_{f_{b,r}} = 0. \quad (16)$$

При этом, вблизи правой границы домена, на расстоянии порядка одной длины волны перед ней, накладывалось условие поглощения поверхностных волн для предотвращения отражения. Подробнее о методике генерации и поглощения волн см. например [27, 28].

На верхней границе в воздухе давление принималось равным атмосферному.

$$p_{f_a} = p_0. \quad (17)$$

Здесь p_0 — атмосферное давление.

В области размером порядка одной длины волны у левой границы домена задавалась поверхностная волна. На самой левой границе обеспечивалось граничное условие, согласно которому скорость на этой границе принималась равной скорости в волне. Пренебрегая второй гармоникой, это условие можно записать в виде:

$$v_{f_l}(z) \approx U_0 \exp(kz). \quad (18)$$

Здесь U_0 — скорость на поверхности воды, которая рассчитывалась исходя из уравнений (6–8) путем задания периода и амплитуды волны.

Объединений решений в областях жидкости и тела достигается алгоритмом Дирихле-Неймана [30], который предполагает применение условия Дирихле в области жидкости для определения скорости на границе раздела двух областей и использование условия Неймана для определения силы сцепления на границе раздела в твердой области — уравнения (14), (15). В итоге, алгоритм вычисления выглядит следующим образом: вычисление в области жидкости определяет силу на границе раздела и передает информацию «решателю» твердого тела, который, в свою очередь, передает смещения на границе раздела «решателю» сетки жидкости. После этого сетка в жидкой области двигается и обновляется, это происходит каждый раз снова на каждом временном шаге. В то время как сетка в области жидкости изменяется со временем из-за деформации границы раздела жидкость — твердое тело, сетка в области твердого тела всегда находится в своей начальной конфигурации ввиду использования Лагранжевого подхода. Деформация сетки жидкости выполняется с использованием уравнения Лапласа движения сетки с переменной диффузией [31].

5. Геометрическая схема эксперимента

В работе представлены результаты численного моделирования распространения гравитационно-капиллярных волн (ГКВ), в присутствии небольшого куска плавучей полиэтиленовой пленки в приповерхностном слое воды. Рассматривалась плоская задача, бегущая волна распространялась слева направо вдоль оси x , как показано на рис. 1. Для моделирования был построен вычислительный домен, размеры которого составляли 60 см вдоль оси X , 15 см по вертикали вдоль оси Z и 1 м вдоль оси Y . Длина волны варьировалась от 6–15 см, крутизна волны варьировалась от $ka = 0,09–0,22$. Вязкость воды $0,01 \text{ см}^2/\text{с}$. Длина имитатора 3 см, толщина 0,2 мм, коэффициент Пуассона — 0,3, упругость имитатора варьировалась в пределах: $2 \cdot 10^6–5 \cdot 10^7 \text{ Па}$. Плотность имитатора составляла $0,9 \text{ г/м}^3$. На рис. 2 представлена геометрическая схема численного эксперимента.

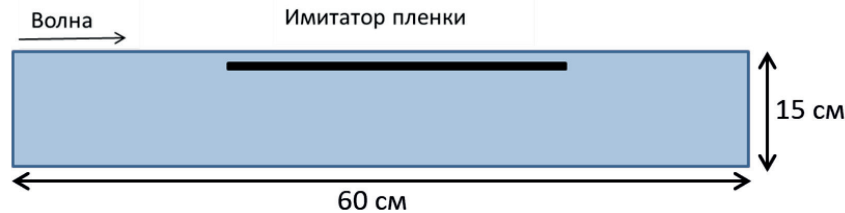


Рис. 2. Геометрическая схема численного эксперимента

Fig. 2. Geometric scheme of a numerical experiment

Вычислительное пространство делится на конечное число выпуклых многогранных контрольных объемов или ячеек, ограниченных выпуклыми многоугольниками. Ячейки не перекрываются и полностью заполняют пространственную область. Для пространственной и временной дискретизации уравнений используются разностные схемы второго порядка. Количество ячеек в разных симуляциях варьировалось от 20000 до 30000 в различных реализациях. Конкретные значения всякий раз устанавливались при анализе сходимости, который не показывал значимых изменений физических величин при дальнейшем измельчении сетки. Наибольшая плотность ячеек достигается вблизи тела, где разрешение сетки достигало $dx = 0,03 \text{ см}$, $dz = 0,004 \text{ см}$. Временной шаг в начальный момент времени составлял $dt = 0,00001 \text{ с}$ и менялся по ходу симуляции, основываясь на условии максимального числа Куранта $Co = 0,5$, с дополнительным ограничением на максимальный временной шаг $dt < 0,0001 \text{ с}$, для достижения стабильности численных схем. Пример вычислительной сетки вблизи тела представлен на рис. 3.

На рис. 3 можно видеть пример того, как сетка в области жидкости подстраивается под смещения тела, которые в свою очередь обусловлены действующей на него силой со стороны жидкости. Таким образом, несмотря на достаточно большие смещения, сетка остается достаточно качественной с точки зрения основных характеристик: скошенность, ортогональность и т. д. Это позволяет достаточно точно вычислять динамические характеристики в жидкости и теле по ходу симуляции, в том числе вблизи границы раздела вода — твердое тело.

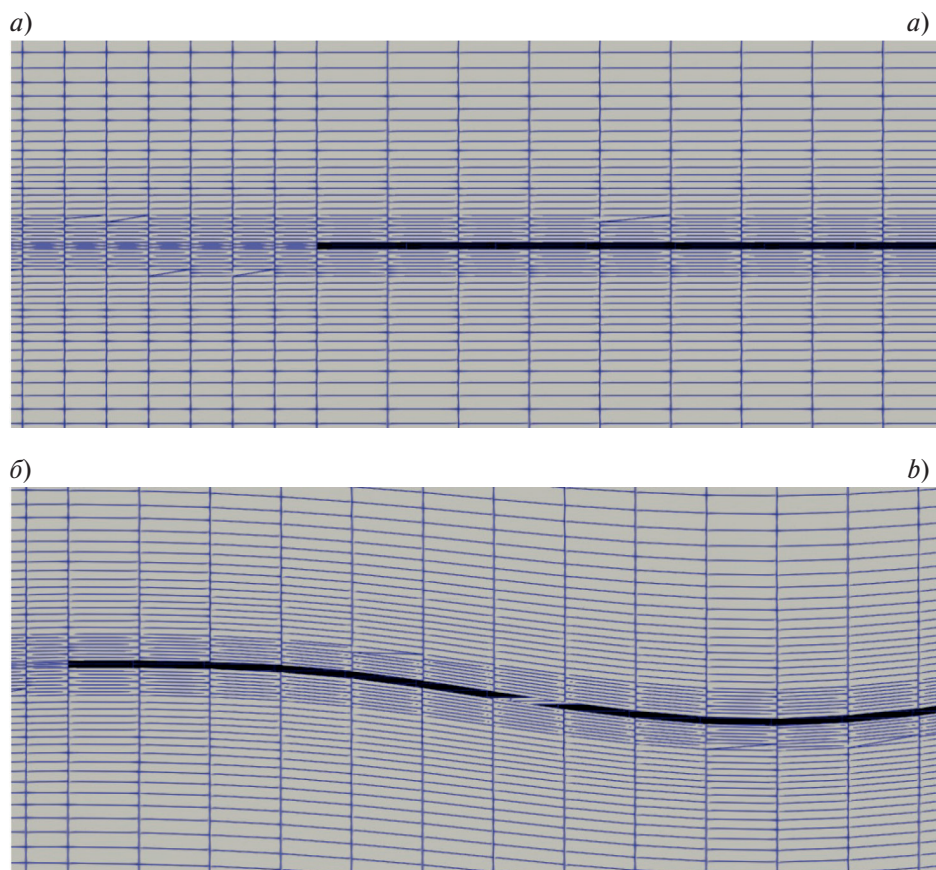


Рис. 3. *a* — пример вычислительной сетки вблизи части пленки в начальный момент времени; *б* — пример деформированной вычислительной сетки вблизи части пленки спустя 0,5 с. Черная линия обозначает пленку

Fig. 3. *a* — an example of a computational grid near a part of the film at the initial moment; *b* — an example of a deformed computational grid near a part of the film after 0.5 s. The black line indicates the film

6. Результаты численного моделирования и их обсуждение

Проведена серия симуляций динамики небольшой плавучей пленки, размер которой много меньше длины волны и которая в начальный момент времени находится под водой, при различных параметрах поверхностных волн. В ходе симуляций варьировалась глубина погружения пленки — h и крутизна волны — κ . Вначале был рассмотрен простой случай, когда отсутствуют поток над поверхностью воды и волны на поверхности воды, а пленка размещена на некоторой глубине в толще воды. В таком случае, пленка, плотность которой чуть меньше плотности воды, медленно всплывала. На рис. 4 можно видеть начальную стадию всплытия плавучей пленки, которая сразу начинает движение вверх и достаточно быстро приобретает близкую к постоянной скорость всплытия. В дальнейшем, частоты поверхностных волн выбирались таким образом, чтобы периоды волн — T , были много меньше характерного времени всплытия.

С методической целью был также проведен аналогичный эксперимент со спокойной поверхностью воды и пленкой большей плотности (950 кг/м^3). Результаты демонстрируют всплытие пленки с меньшей скоростью, так как выталкивающая сила, действующая на тело, уменьшилась. Данный эксперимент, помимо прочего, подтверждает, что выбранные численные методики хорошо описывают известные физические процессы.

Далее была проведена серия симуляций, в ходе которых пленка в начальный момент времени находилась на фиксированной глубине и при этом задавалась поверхностная волна с фиксированной частотой и с различными значениями крутизны. Характер влияния крутизны волны на поведение пленки продемонстрирован на рис. 5. Здесь и далее под координатой пленки будем понимать координату центра масс.

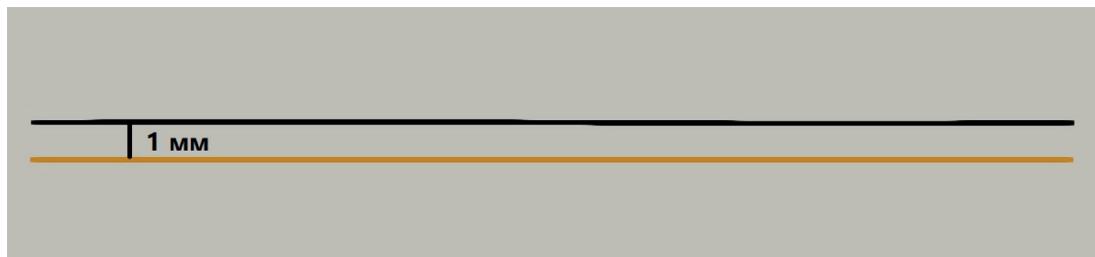


Рис. 4. Скриншот симуляции. Пленка в начальный момент времени (оранжевая кривая) и в момент времени $t = 0,75$ с (черная кривая)

Fig. 4. Screenshot of the simulation. The film at the initial time (orange curve) and at time $t = 0.75$ s (black curve)

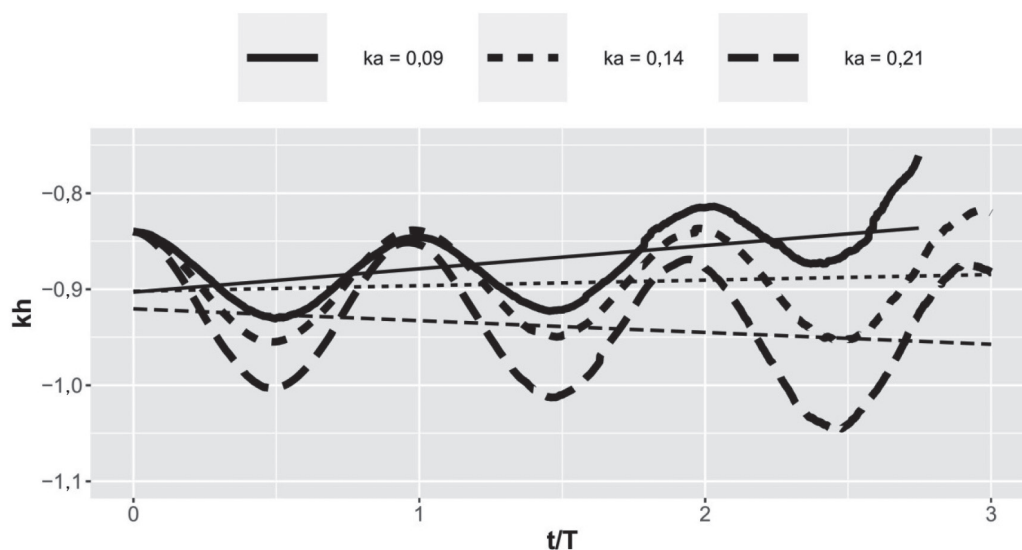


Рис. 5. Зависимость безразмерной вертикальной координаты пленки от безразмерного времени (в периодах волн) при различных крутизнах волн

Fig. 5. Dimensionless vertical coordinate of the film vs dimensionless time (in wave periods) at different wave steepness

Расчеты показывают, что при сравнительно малой крутизне волны (сплошная кривая) пленка всплывает, однако с меньшей скоростью, чем в отсутствие волны. С ростом крутизны волны пленка перестает всплывать (рис. 5, мелкий пунктир), а для достаточно крутых волн начинает погружаться (рис. 5, крупный пунктир), по крайней мере, на временных масштабах порядка нескольких периодов волны. Это указывает на то, что крутизна является важнейшим параметром, определяющим динамику пленки под водой в поле волны. Отметим, что моделирование проводилось на разных частотах волны, и данный эффект наблюдался в каждом из случаев.

Из полученных на рис. 5 данных можно заключить, что в осциллирующем поле волновых орбитальных скоростей частиц жидкости возникает усредненная сила, действующая на тело и направленная противоположно выталкивающей силе.

На рис. 6 представлена зависимость скорости изменения вертикальной координаты пленки от крутизны волны. На оси ординат рис. 6 отложен тангенс угла наклона прямых тренда, которые изображены на рис. 5. Точки, расположенные ниже нуля, соответствуют крутизнам, при которых происходит притапливание пленки, в то время как точки выше нуля соответствуют всплывающим пленкам.

На рис. 7 представлены скриншоты симуляции, наглядно иллюстрирующие процесс начальной фазы притапливания пленки в случае большой крутизны волны, который соответствует крупно пунктирной кривой на рис. 4. Использование маленькой по сравнению с длиной волны пленки приводит к малым деформациям. Это позволяет более наглядно продемонстрировать эффект притапливания. Можно видеть, что на втором периоде, пленка уже ощутимо притоплена.

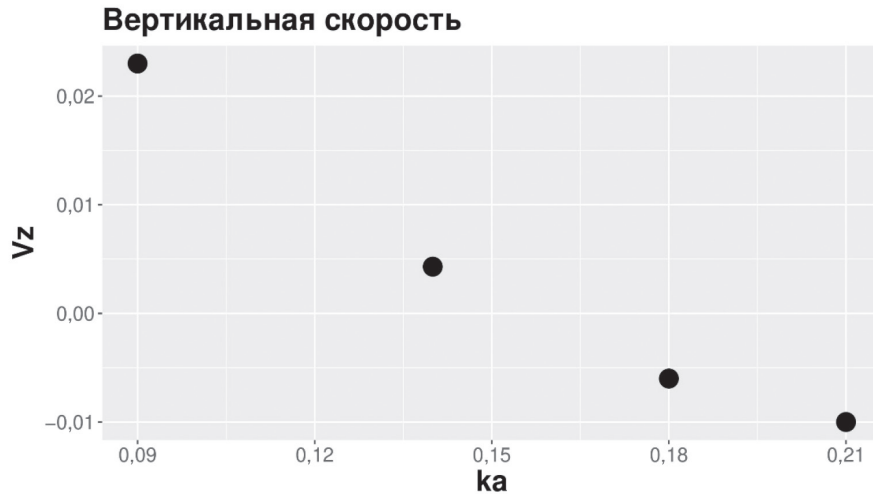


Рис. 6. Зависимость изменения безразмерной вертикальной скорости V_z (U^*kT) пленки от крутизны волны

Fig. 6. The dimensionless V_z (U^*kT) rate of change of the vertical coordinate of the film vs the steepness of the wave

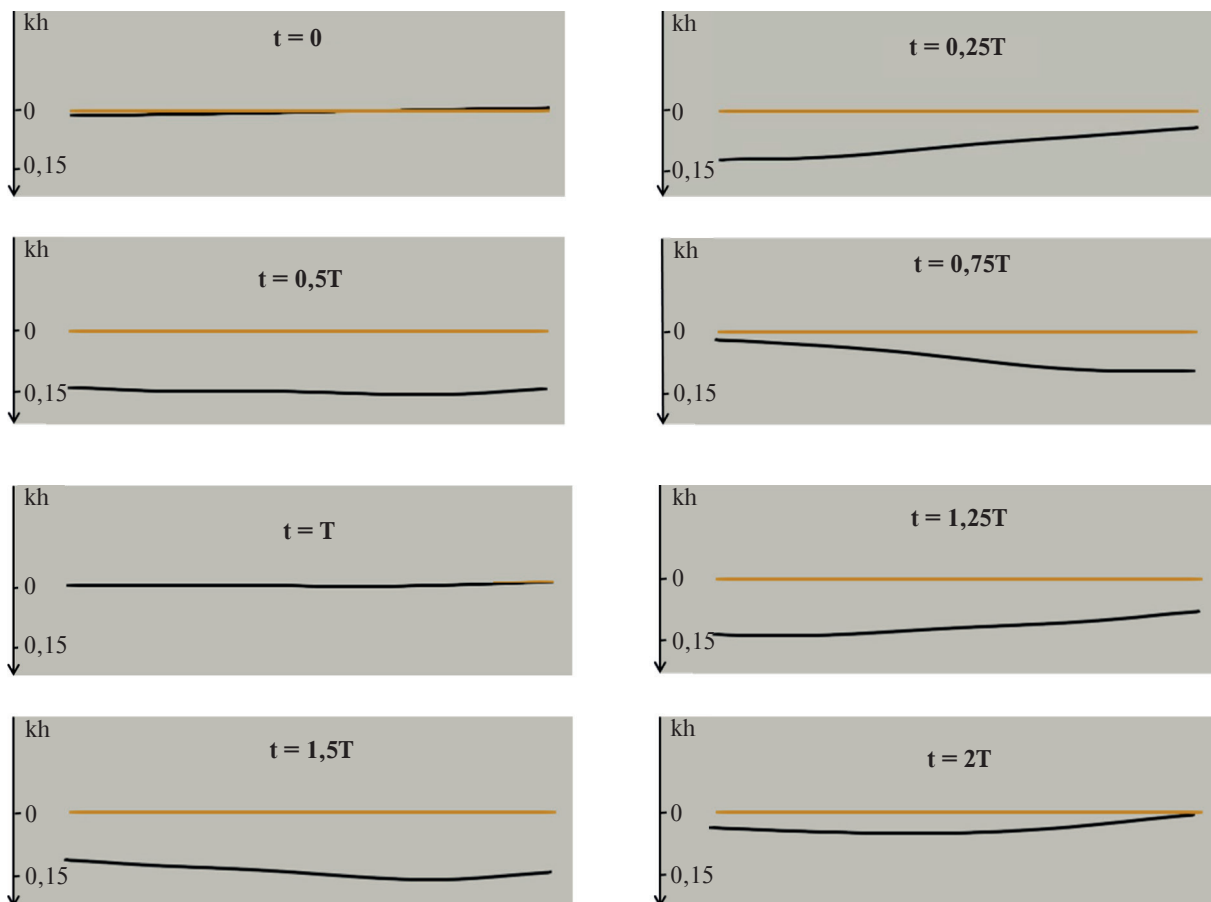


Рис. 7. Скриншоты симуляции, иллюстрирующие динамику пленки в поле волны. Оранжевая прямая — начальное положение пленки. За уровень $kh = 0$ взято начальное положение пленки. Черная кривая — положение пленки в другие моменты времени. T — период волны. Крутизна волны $ka = 0,21$

Fig. 7. Screenshots of the simulation illustrating the dynamics of the film in the wave field. The orange line is the initial position of the film. The initial position of the film is taken as the level $kh = 0$. The black curve is the position of the film at other points in time. T — wave period. The steepness of the wave $ka = 0,21$

Наряду с вычислениями, описанными выше, проведена серия симуляций с фиксированными параметрами падающей волны и пленки, но с разными начальными глубинами. Зависимость вертикальной координаты пленки от времени представлена на рис. 8. Было выбрано значение крутизны $ka = 0,14$.

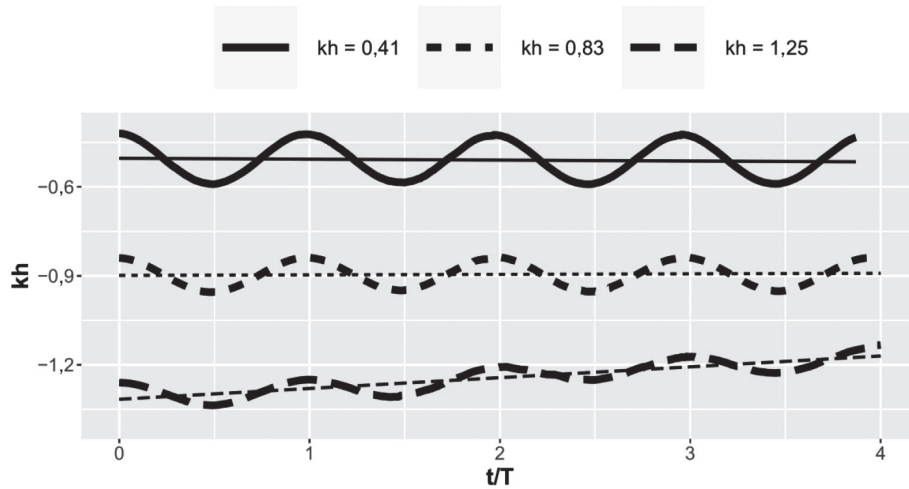


Рис. 8. Зависимость безразмерной вертикальной координаты пленки от безразмерного времени при различных начальных глубинах пленки

Fig. 8. Dimensionless vertical coordinate of the film vs the dimensionless time at different initial film depths

Можно видеть, что на большой глубине (крупный пунктир на рис. 8), где орбитальная скорость в волне мала, пленка всплывает. На небольшой же начальной глубине (сплошная кривая), высокие значения орбитальной скорости приводят к притапливанию пленки, хотя и довольно медленному.

Рис. 8 указывает на тенденцию всплытия пленки с большой начальной глубины ($kh = -1,25$), где амплитуда вертикальной орбитальной скорости мала и отсутствие всплытия при меньшей начальной глубине погружения пленки, т. е. при большей орбитальной скорости. Естественно ожидать, что режим всплытия с большой глубины на достаточно большом времени и при достаточной амплитуде волны должен перейти в режим равновесия пленки на некоторой глубине. Чтобы проверить данное предположение была рассмотрена динамика пленки, стартующей при $t = 0$ с некоторой большой глубины на достаточно большом промежутке времени и проведено сравнение с динамикой пленки того же размера в отсутствии поверхностного волнения (рис. 9).

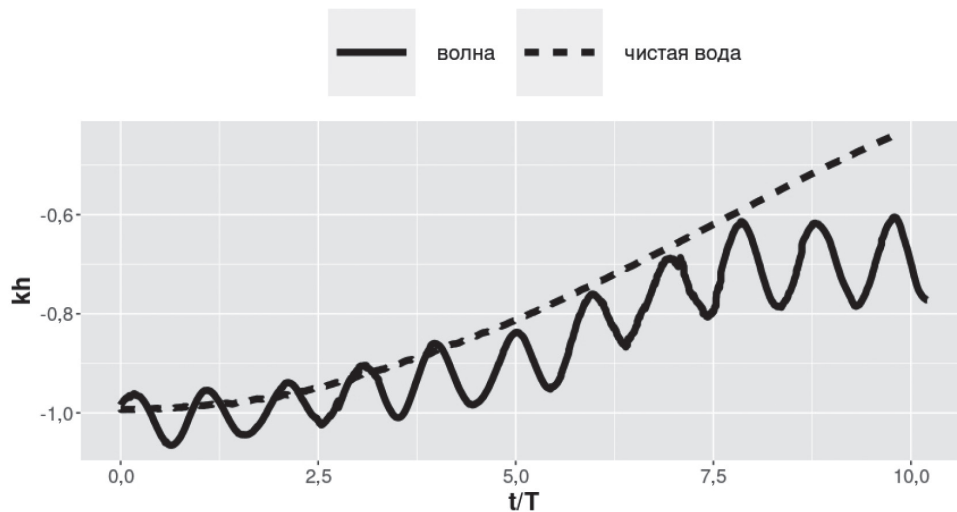


Рис. 9. Сравнение случая с волнением на поверхности (сплошная линия) и случая спокойной поверхности (пунктирная линия)

Fig. 9. Comparison of the case with surface waves (solid line) and the case of a calm surface (dotted line)

Можно видеть, что скорость всплытия пленки с течением времени уменьшается и при достижении определенного уровня выходит на равновесную глубину, близкую к той, которую имеет пленка на рис. 8 (мелкий пунктир) с близкой амплитудой колебаний в поле орбитальных скоростей. Рис. 9, таким образом, подтверждает, что при заданных параметрах волны может существовать некоторая глубина, на которой пленка находится в динамическом равновесии, находясь на одной и той же глубине. Стоит отметить, что данные результаты применимы на разных частотах при длине волны большей, чем размер пленки. Отношение размера пленки к длине волны, безусловно, является важным параметром, определяющим динамику пленки в данной задаче и расширение результатов на случай других значений данного параметра является целью дальнейших исследований.

Учитывая выявленные выше особенности динамики ПЭ пленки в присутствии поверхностных волн, можно полагать, что в быстро осциллирующем поле орбитальных волновых движений частиц жидкости проявляется действие усредненной гидродинамической силы, направленной против архимедовой силы и являющейся гидродинамическим аналогом рассмотренной в механике [32], а также в электродинамике [33] средней силы, действующей на частицу в быстро осциллирующем поле.

Быстро осциллирующая сила F , которая возникает при обтекании ПЭ пленки полем волновых орбитальных скоростей, определяется интегралом от динамических компонент тензора напряжений по поверхности пленки и, в силу очень сложного характера обтекания пленки, эту силу не удастся описать аналитически. Однако эту силу удастся рассчитать численно, пример такого расчета силы F приведен на рис. 10.

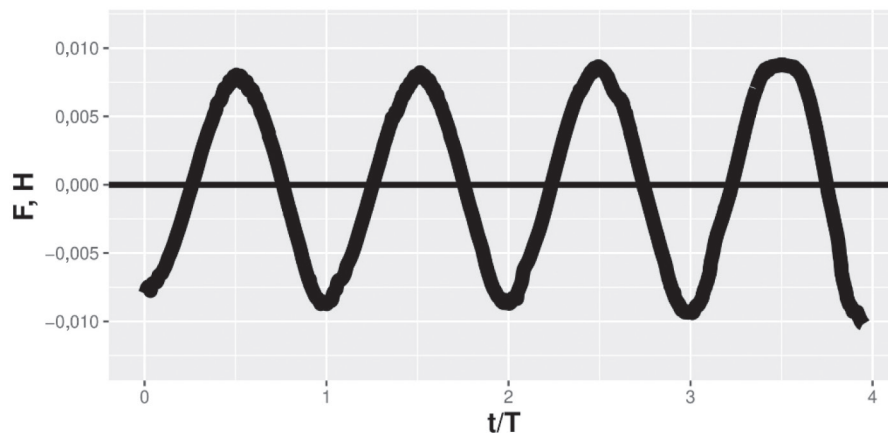


Рис. 10. Численно рассчитанная осциллирующая вертикальная сила на глубине $kh = -0,84$, при амплитуде волн $ka = 0,14$, действующая на пленку в поле поверхностных волн в зависимости от безразмерного времени

Fig. 10. Numerically calculated oscillating vertical component of the force acting on the film on the depth $kh = -0.84$ with wave amplitude $ka = 0.14$ in the field of surface waves vs dimensionless time

Отметим, что амплитуда колебаний на 3 и 4 периодах возрастает на 5 %, что количественно соответствует росту амплитуды орбитальной скорости при медленном всплытии пленки.

Если рассматривать движение пленки как целого, не учитывая изменение её формы и описывая положение пленки по вертикали координатой z , то, выделяя явно слагаемые, связанные с силой тяжести и с Архимедовой силой, уравнение движения пленки можно записать как:

$$m_f \frac{d^2 z}{dt^2} = g m_f \left(\frac{\rho_w}{\rho_f} - 1 \right) + F. \quad (18)$$

где ρ_w и ρ_f — плотность воды и пленки, m_f — масса пленки.

Представляя движение пленки как быстро осциллирующие малые колебания пленки под действием силы F и медленную составляющую $Z(t) = \overline{z(t)}$, получаемую в результате усреднения движения по периоду волны, можно, следуя [32], получить уравнение, описывающее усредненное движение пленки в виде:

$$m_f \frac{d^2 Z}{dt^2} = g m_f \left(\frac{\rho_w}{\rho_f} - 1 \right) - \frac{\overline{\partial F^2}}{\partial Z} \frac{1}{2 m_f \omega^2}, \quad (19)$$

где черта сверху обозначает усреднение по периоду волны. Последнее слагаемое представляет действующую на пленку усредненную силу в поле поверхностной волны. Учитывая экспоненциальное спадание волнового движения с глубиной, усредненную силу можно записать как: $\frac{\overline{F^2}k}{m_f\omega^2}$, сила эта направлена вниз и приводит к притапливанию пленки.

Физически притапливание ПЭ-пленки можно пояснить тем, что быстро осциллирующая сила, приводящая к колебаниям тела в поле волновых орбитальных скоростей, зависит от глубины и больше в той фазе колебаний, когда тело начинает погружаться и меньше, когда оно всплывает в силу уменьшения орбитальной скорости с глубиной. Используя приведенный на рис. 10 расчет осциллирующей силы, несложно оценить отношение величин усредненной силы и силы плавучести, т. е. отношение второго слагаемого к первому в правой части (19). Для принятых выше параметров задачи и для волны с крутизной $ka = 0,14$ при $kh = -0,84$, усредненная сила составляет около 0,25 от силы плавучести и действует противоположно ей, что и приводит к более медленному, чем в отсутствие волн, всплытию пленки на начальной стадии. Как следует из рис. 9, по мере всплытия пленки амплитуда орбитальной скорости волны возрастает, соответственно, возрастает как осциллирующая, так и усредненная сила, что приводит к динамическому равновесию пленки на некоторой глубине.

7. Заключение

В ходе численного моделирования исследована динамика упругой плавучей полиэтиленовой пленки в поле поверхностных волн. Показано, что пленка всплывает в отсутствие волнения на поверхности, в то время как при наличии такового она может притапливаться, всплывать, или находиться в равновесии на определенной глубине. При этом, даже в случае всплытия, скорость подъема меньше, чем в отсутствие волнения на поверхности. Показано, что в поле орбитальных волновых движений частиц жидкости возникает усредненная гидродинамическая сила, которая направлена против архимедовой силы.

Установлено, что начальная глубина погружения пленки существенно влияет на ее положение в дальнейшем. Это определяется тем, что орбитальная скорость частиц жидкости в волне экспоненциально спадает с глубиной и чем больше эта скорость, тем ближе пленка к поверхности, тем больше направленная вниз усредненная сила и тем больше эффект притапливания.

Показано, что при определенных параметрах внешнего волнения может быть реализовано равновесное состояние, т. е. пленка может находиться на одной и той же глубине достаточно длительное время. Продемонстрирована возможность существования глубины, на которой пленка находится в состоянии динамического равновесия. Эта глубина определяется частотой и крутизной волны.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ в рамках проекта № 23-17-00167.

Funding

This work was carried out under financial support if the Russian Science Foundation № 23-17-00167.

Литература

1. Chubarenko I., Esiukova E., Khatmullina L., et al. From macro to micro, from patchy to uniform: Analyzing plastic contamination along and across a sandy tide-less coast // Marine Pollution Bulletin. 2020. Vol. 156. P. 111198. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111198 EDN: QDTMGU
2. Cózar A., Echevarría F., González-Gordillo J.I., et al. Plastic debris in the open ocean // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2014. Vol. 111. P. 10239–10244. doi:10.1073/pnas.1314705111
3. Andrady A.L. Microplastics in the marine environment // Marine Pollution Bulletin. 2011. Vol. 62, No. 8. P. 1596–1605. doi:10.1016/j.marpolbul.2011.05.030 EDN: ULRKUK
4. Suaria G., Cappa P., Perold V., Aliani S., Ryan P.G. Abundance and composition of small floating plastics in the eastern and southern sectors of the Atlantic Ocean // Marine Pollution Bulletin. 2023. Vol. 193. P. 115109. doi:10.1016/j.marpolbul.2023.115109 EDN: ZJWHZP
5. Ivar do Sul J.A., Costa M.F. The present and future of microplastic pollution in the marine environment // Environmental Pollution. 2014. Vol. 185. P. 352–364.

6. Gall S.C., Thompson R.C. The impact of debris on marine life // *Marine Pollution Bulletin*. 2015. 92(1–2). P. 170–179. doi:10.1016/j.marpolbul.2014.12.041
7. Crawford C., Quinn B. Microplastics, standardisation and spatial distribution // *Microplastic Pollutants*. Elsevier, 2017. Ch. 5. P. 101–130. doi:10.1016/B978-0-12-809406-8.00005-0
8. Gallitelli M., Simpson M.D., Marino A., et al. Monitoring of Plastic Islands in River Environment Using Sentinel-1 SAR Data // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14(18). P. 4473. doi:10.3390/rs14184473
9. Hu C. Remote detection of marine debris using satellite observations in the visible and near infrared spectral range: Challenges and potentials // *Remote Sensing of Environment*. 2021. Vol. 259. P. 112414. doi:10.1016/j.rse.2021.112414 EDN: KSEHQH
10. Davaasuren N., Marino A., Boardman C., et al. Detecting microplastics pollution in world oceans using SAR remote sensing // *IGARSS2018–2018 IEEE International Geo-science and Remote Sensing Symposium*. 2018. P. 938–941. doi:10.1109/IGARSS.2018.8517281 EDN: AGTBDY
11. Evans M.C., Ruf C.S., Toward the detection and imaging of ocean microplastics with a spaceborne radar // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2021. P. 1–9. doi:10.1109/tgrs.2021.3081691
12. Sun Y., Bakker T., Ruf C., Pan Y. Effects of microplastics and surfactants on surface roughness of water waves // *Scientific Reports*. 2023. Vol. 13, No. 1. P. 1978. doi:10.1038/s41598-023-29088-9 EDN: KXSMVU
13. Motofumi A., Masakazu K., Yoshifumi A. Applicability of SAR to Marine Debris Surveillance after the Great East Japan Earthquake // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. Vol. 7, No. 5, May 2014.
14. Simpson M.D., Marino A., de Maagt P. et al. Investigating the Backscatter of Marine Plastic Litter Using a C- and X-Band Ground Radar, during a Measurement Campaign in Deltares // *Remote sensing*. 2023. Vol. 15, No. 6. 1654. doi:10.3390/rs15061654 EDN: PTKPEV
15. Kukulka T., Proskurowski G., Moret-Ferguson S., Meyer D.W., Law K.L. The effect of wind mixing on the vertical distribution of buoyant plastic debris // *Geophysical Research Letters*. 6192012. Vol. 39, No. 7. P. 1–6. doi:10.1029/2012GL051116 EDN: YCQELR
16. Forsberg P.L., Sous D., Stocchino A., Chemin R. Behaviour of plastic litter in nearshore waters: First insights from wind and wave laboratory experiments // *Marine Pollution Bulletin*. 2020. Vol. 153. 111023. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111023 EDN: TVJDVM
17. Cózar A., Morales-Caselles C., Aliani S., et al. Marine litter windrows: a strategic target to understand and manage the ocean plastic pollution // *Frontiers in Marine Science*. 2021. Vol. 8. P. 571796. doi:10.3389/fmars.2021.571796 EDN: UYNLSZ
18. Kooi M., van Nes E.H., Scheffer M., Koelmans A.A. Ups and downs in the ocean: Effects of biofouling on vertical transport of microplastics // *Environmental Science & Technology*. 2017. Vol. 51. P. 7963–7971. doi:10.1021/acs.est.6b04702
19. Hron J., Turek S. A monolithic FEM/multigrid solver for ALE formulation of fluid structure interaction with application in biomechanics // H.-J. Bungartz, M. Schäfer (eds.). *Fluid-Structure Interaction: Modelling, Simulation, Optimisation*, LNCSE. Springer, 2006. doi:10.1007/3-540-34596-5_7
20. Brown S.A., Xie N., Hann M.R., Greaves D.M. Investigation of wave-driven hydroelastic interactions using numerical and physical modelling approaches // *Applied Ocean Research*. 2022. Vol. 129. 103363. doi:10.1016/j.apor.2022.103363 EDN: IYPBI
21. Tukovic Z., Karac A., Cardiff P., Jasak H., Ivankovic A. OpenFOAM finite volume solver for fluid-solid interaction // *Transactions of FAMENA*. 2018. Vol. 42. P. 1–31. doi:10.21278/TOF.42301
22. Cardiff P., Karač A., De Haeger P. et al. An open-source finite volume toolbox for solid mechanics and fluid-solid-interaction simulations. 2018. ArXiv Prepr arXiv:1808.10736.
23. Donea J., Huerta A., Ponthot J. Ph., Rodríguez-Ferran A. Arbitrary Lagrangian-Eulerian Methods // *The Encyclopedia of Computational Mechanics*. Wiley, 2004. Vol. 1, Chapter 14, pp. 413–437, doi:10.1002/0470091355.ECM009
24. Tezduyar T.E., Takizawa K., Moorman C., Wright S., Christopher J. Space-time finite element computation of complex fluid-structure interactions // *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 2010. Vol. 64. P. 1201–1218. doi:10.1002/fld.2221 EDN: OCGXIV
25. Thomas P.D., Lombard C.K. Geometric conservation law and its application to flow computations on moving grids // *AIAA Journal* 17. 1979. P. 1030–1037. doi:10.2514/3.61273
26. Jasak H. Error analysis and estimation for the finite volume method with applications to fluid flows. Ph.D. thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine. 1996.
27. Higuera P., Lara J.L., Losada I.J. Realistic wave generation and active wave absorption for Navier-Stokes models: Application to OpenFOAM® // *Coastal Engineering*. 2013. Vol. 71. P. 102–118. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.07.002
28. Robert G. Dean and Robert Dalrymple. *Water wave mechanics for engineers and scientists* // World Scientific. 1991. 353 p.
29. Ciarlet P.G. *Mathematical Elasticity. Mathematical elasticity, volume I: Three-dimensional elasticity* // *Acta Appl Math*. 1990. Vol. 18. P. 190–195. doi:10.1007/BF00046568 EDN: KNRZNX

30. Widlund O. Iterative substructuring methods: algorithms and theory for elliptic problems in the plane // First International Symposium on Domain Decomposition Methods for Partial Differential Equations, SI-AM. Paris, 1988. pp. 113–128.
31. Tuković Ž., Jasak H. A moving mesh finite volume interface tracking method for surface tension dominated interfacial fluid flow // Computers and Fluids. 2012. Vol. 55. P. 70–84. doi:10.1016/j.compfluid.2011.11.003
32. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая Физика: Том 1. Механика. 1974, 224 с.
33. Garonov A.V., Miller M.A. Potential wells for charged particles in a high-frequency electromagnetic field // Journal of Experimental and Theoretical Physics. 1958. Vol. 7, No. 1, p. 168.

References

1. Chubarenko I, Esiukova E, Khatmullina L, et al. From macro to micro, from patchy to uniform: Analyzing plastic contamination along and across a sandy tide-less coast. *Marine Pollution Bulletin*. 2020;156:111198. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111198
2. Cózar A, Echevarría F, González-Gordillo JJ, et al. Plastic debris in the open ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2014;111(28):10239–10244. doi:10.1073/pnas.1314705111
3. Andrady AL. Microplastics in the marine environment. *Marine Pollution Bulletin*. 2011;62(8):1596–1605. doi:10.1016/j.marpolbul.2011.05.030
4. Suaria G, Cappa P, Perold V, Aliani S, Ryan PG. Abundance and composition of small floating plastics in the eastern and southern sectors of the Atlantic Ocean. *Marine Pollution Bulletin*. 2023;193:115109. doi:10.1016/j.marpolbul.2023.115109
5. do Sul JAI, Costa MF. The present and future of microplastic pollution in the marine environment. *Environmental Pollution*. 2014;185:352–364.
6. Gall SC, Thompson RC. The impact of debris on marine life. *Marine Pollution Bulletin*. 2015;92(1–2):170–179. doi:10.1016/j.marpolbul.2014.12.041
7. Crawford C, Quinn B. Microplastics, standardisation and spatial distribution. In: *Microplastic Pollutants*. Elsevier; 2017. p. 101–130. doi:10.1016/B978-0-12-809406-8.00005-0
8. Gallitelli M, Simpson MD, Marino A, et al. Monitoring of plastic islands in river environment using Sentinel-1 SAR data. *Remote Sensing*. 2022;14(18):4473. doi:10.3390/rs14184473
9. Hu C. Remote detection of marine debris using satellite observations in the visible and near infrared spectral range: Challenges and potentials. *Remote Sensing of Environment*. 2021;259:112414. doi:10.1016/j.rse.2021.112414
10. Davaasuren N, Marino A, Boardman C, et al. Detecting microplastics pollution in world oceans using SAR remote sensing. In: *IGARSS2018–2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2018;938–941. doi:10.1109/IGARSS.2018.8517281
11. Evans MC, Ruf CS. Toward the detection and imaging of ocean microplastics with a spaceborne radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2021; PP:1–9. doi:10.1109/tgrs.2021.3081691
12. Sun Y, Bakker T, Ruf C, Pan Y. Effects of microplastics and surfactants on surface roughness of water waves. *Scientific Reports*. 2023;13(1):1978. doi:10.1038/s41598-023-29088-9
13. Motofumi A, Masakazu K, Yoshifumi A. Applicability of SAR to marine debris surveillance after the Great East Japan Earthquake. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2014;7(5).
14. Simpson MD, Marino A, de Maagt P, et al. Investigating the backscatter of marine plastic litter using a C- and X-band ground radar during a measurement campaign in Deltares. *Remote Sensing*. 2023;15(6):1654. doi:10.3390/rs15061654
15. Kukulka T, Proskurowski G, Moret-Ferguson S, Meyer DW, Law KL. The effect of wind mixing on the vertical distribution of buoyant plastic debris. *Geophysical Research Letters*. 2012;39(7):1–6. doi:10.1029/2012GL051116
16. Forsberg PL, Sous D, Stocchino A, Chemin R. Behaviour of plastic litter in nearshore waters: First insights from wind and wave laboratory experiments. *Marine Pollution Bulletin*. 2020;153:111023. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111023
17. Cózar A, Morales-Caselles C, Aliani S, et al. Marine litter windrows: a strategic target to understand and manage the ocean plastic pollution. *Frontiers in Marine Science*. 2021;8:571796. doi:10.3389/fmars.2021.571796
18. Kooi M, van Nes EH, Scheffer M, Koelmans AA. Ups and downs in the ocean: Effects of biofouling on vertical transport of microplastics. *Environmental Science & Technology*. 2017;51(13):7963–7971. doi:10.1021/acs.est.6b04702
19. Hron J, Turek S. A monolithic FEM/multigrid solver for ALE formulation of fluid-structure interaction with application in biomechanics. In: Bungartz H-J, Schäfer M, editors. *Fluid-Structure Interaction: Modelling, Simulation, Optimisation*. LNCSE; 2006. p. 1–16. doi:10.1007/3-540-34596-5_7
20. Brown SA, Xie N, Hann MR, Greaves DM. Investigation of wave-driven hydroelastic interactions using numerical and physical modelling approaches. *Applied Ocean Research*. 2022;129:103363. doi:10.1016/j.apor.2022.103363

21. Tuković Ž, Karac A, Cardiff P, Jasak H. OpenFOAM finite volume solver for fluid-solid interaction. *Transactions of FAMENA*. 2018;42(3):113–128. doi:10.21278/TOF.42301
22. Cardiff P, Karač A, De Haeger P, et al. An open-source finite volume toolbox for solid mechanics and fluid-solid-interaction simulations. arXiv preprint arXiv:1808.10736. 2018.
23. Donea J, Huerta A, Ponthot JP, Rodríguez-Ferran A. Arbitrary Lagrangian-Eulerian methods. In: Wiley, editor. *The Encyclopedia of Computational Mechanics*. Vol 1. Ch. 14. 2004;413–437. doi:10.1002/0470091355.ECM009
24. Tezduyar TE, Takizawa K, Moorman C, Wright S, Christopher J. Space-Time finite element computation of complex fluid-structure interactions. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 2010;64(11):1201–1218. doi:10.1002/fld.2221
25. Thomas P, Lombard CK. Geometric conservation law and its application to flow computations on moving grids. *AIAA Journal*. 1979;17(7):1030–1037. doi:10.2514/3.61273
26. Jasak H. Error analysis and estimation for the finite volume method with applications to fluid flows. PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine; 1996.
27. Higuera P, Lara JL, Losada IJ. Realistic wave generation and active wave absorption for Navier-Stokes models: Application to OpenFOAM®. *Coastal Engineering*. 2013;71:102–118. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.07.002
28. Dean RG, Dalrymple RB. *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Singapore: World Scientific; 1991.
29. Ciarlet PG. *Mathematical elasticity*. Volume I: Three-dimensional elasticity. Studies in Mathematics and its Applications. Vol 20. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B.V.; 1988. doi:10.1007/BF00046568
30. Widlund O. Iterative substructuring methods: algorithms and theory for elliptic problems in the plane. In: *First International Symposium on Domain Decomposition Methods for Partial Differential Equations*. SI-AM; 1988. p. 113–128.
31. Tuković Ž, Jasak H. A moving mesh finite volume interface tracking method for surface tension dominant interfacial fluid flow. *Computers & Fluids*. 2012;55:70–84. doi:10.1016/j.compfluid.2011.11.003
32. Landau LD, Lifshitz EM. Mechanics. *Course of Theoretical Physics*. Vol 1. 1974;224 p.
33. Gaponov AV, Miller MA. Potential wells for charged particles in a high-frequency electromagnetic field. *Journal of Experimental and Theoretical Physics*. 1958;7(1):168.

Об авторах

ХАЗАНОВ Григорий Ефимович, научный сотрудник ИПФ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-3430-2846, Scopus AuthorID: 57325095100, SPIN-код (РИНЦ): 3846-4538, e-mail: g.khazanov@ipfran.ru

ЕРМАКОВ Станислав Александрович, заведующий отделом ИПФ РАН, старший научный сотрудник, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-0869-4954, SPIN-код (РИНЦ): 3040-6396, e-mail: stas.ermakov@ipfran.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-6
EDN IUMPCF

УДК 551.463

© М. А. Раевский, В. Г. Бурдуковская*, 2025

Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46
*bvg@ipfran.ru

О повышении эффективности пространственной обработки тональных акустических сигналов в океанических волноводах с ветровым волнением

Статья поступила в редакцию 21.04.2025, после доработки 03.06.2025, принята в печать 20.06.2025

Аннотация

Исследуется возможность повышения эффективности пространственной обработки тональных сигналов в акустических волноводах со взволнованной поверхностью. Показано, что предварительная частотная фильтрация сигнала в узкой полосе в сочетании с известными алгоритмами пространственной обработки позволяет значительно увеличить коэффициент усиления горизонтальной антенной решетки. Основной идеей предлагаемой пространственно-временной обработки сигналов является подавление некогерентной компоненты акустического поля при частотной фильтрации сигнала. Предложен алгоритм расчета корреляционной матрицы сигнала на основе уравнения переноса для пространственно-временных функций когерентности комплексных амплитуд акустических мод. Получены результаты численного моделирования коэффициентов усиления при различных алгоритмах обработки сигнала в звуковом канале с гидрологией зимнего типа. Проанализированы зависимости коэффициентов усиления от дистанции, скорости ветра, параметров дна, модели шума и ориентации антенной решетки. Основное внимание уделяется сравнению результатов с частотной фильтрацией и без нее.

Ключевые слова: акустический волновод, ветровое волнение, антенна, когерентность, частотная фильтрация, коэффициент усиления

© М. А. Раевский, В. Г. Бурдуковская*, 2025

A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics RAS, 46 Ulyanova Str., Nizhny Novgorod, 603950, Russia
*bvg@ipfran.ru

On Improving the Efficiency of Spatial Processing of Tonal Acoustic Signals in Oceanic Waveguides with Wind Waves

Received 21.04.2025, Revised 03.06.2025, Accepted 20.06.2025

Abstract

The possibility of increasing the efficiency of spatial processing of tonal signals in acoustic waveguides with wind waves is investigated. It is shown that preliminary frequency filtering of the signal in a narrow band in combination with known spatial processing algorithms allows to significantly increase the gain of the horizontal antenna array (AA). The main idea of the proposed spatio-temporal signal processing is to suppress the incoherent component of the acoustic field during frequency filtering of the signal. An algorithm for calculating the correlation matrix of the signal based on the transfer equation for the spatio-temporal coherence functions of complex amplitudes of acoustic modes is proposed. The results of numerical modeling of the gain factors

Для цитирования: Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. О повышении эффективности пространственной обработки тональных акустических сигналов в океанических волноводах с ветровым волнением // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 83–95. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-6) EDN IUMPCF

For citation: Raevskii M.A., Burdukovskaya V.G. On Improving the Efficiency of Spatial Processing of Tonal Acoustic Signals in Oceanic Waveguides with Wind Waves. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):83–95.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-6)

for various signal processing algorithms in a sound channel with winter-type hydrology are obtained. The dependences of the gain factors on the distance, wind speed, bottom parameters, noise model and AA orientation are analyzed. The main attention is paid to comparing the results with and without frequency filtering.

Keywords: acoustic waveguide, wind waves, antenna, coherence, frequency filtering, gain

1. Введение

При исследовании эффективности методов пространственной обработки акустических сигналов в мелком море необходимо учитывать два основных физических фактора. Первый заключается в многомодовом характере распространения сигнала в звуковом канале. Второй — в его флуктуациях, обусловленных ветровым волнением, случайными внутренними волнами, нерегулярным профилем дна и другими случайными изменениями среды распространения. Влияние многомодовой структуры акустического поля в волноводе на характеристики горизонтальной антенны исследовано достаточно подробно (смотри, например, [1, 2]). Изучение влияния флуктуаций среды на коэффициент усиления и направленность горизонтальных антенных решеток (АР) представляется более сложной задачей, в основном, из-за разнообразия океанических процессов, определяющих когерентность сигнала и недостаточной разработкой их статистических моделей. Наиболее исследованным процессом, вызывающим флуктуации сигнала в звуковых каналах мелкого моря, является ветровое волнение. При этом ветровое волнение является главным физическим фактором, воздействующим на энергетические и корреляционные характеристики сигналов в акустических волноводах с зимней либо межсезонной гидрологией (открытых к поверхности). Именно поэтому в большинстве работ, где исследуются статистические характеристики протяженных горизонтальных АР в мелком море, рассматривается влияние ветрового волнения [3–13]. Вследствие этого достаточно подробно изучено воздействие ветровых волн на коэффициент усиления и диаграмму направленности горизонтальных АР, зависимость этих эффектов от дистанции, скорости ветра, акустических параметров дна, частоты излучения и т. д. Проанализированы также возможности оптимальных методов пространственной обработки частично когерентных сигналов, влияние на эти результаты межмодовых корреляций и статистических моделей океанического шума. При этом следует заметить, что все эти исследования ограничивались тональными сигналами и методами их пространственной обработки. Вместе с тем можно ожидать, что более общие алгоритмы пространственно-временной обработки акустических сигналов могут в ряде случаев оказаться более перспективными. Здесь мы хотим продемонстрировать одну из таких возможностей, а именно комбинацию частотной фильтрации сигнала с последующей пространственной его обработкой на апертуре горизонтальной АР. Основной идеей при этом является отфильтровывание флуктуационной компоненты сигнала, что повышает его когерентность и тем самым эффективность алгоритмов пространственной обработки.

2. Модель сигнала

Рассмотрим акустическое поле в волноводе, генерируемое тональным точечным источником с частотой f_0 . Волновод предполагается плоскостроистым с профилем скорости звука $c(z)$ и произвольным плоскостроистым дном. Для прикладных задач акустики мелкого моря наибольший интерес представляет низкочастотный диапазон $f \leq 300$ Гц, где затухание звука относительно мало и возможно распространение акустических волн на расстояние порядка десятков и сотен километров. При этом для описания акустического поля удобно использовать модовое представление. С учетом асимптотики функции Ханкеля при больших значениях аргумента, поле давления в дальней зоне представим в виде:

$$p(r, z, t) = \sum_p \frac{a_p \varphi_p(z)}{\sqrt{k_p r}} \exp \left[i \left(k_p r - \omega_0 t - \frac{\pi}{4} \right) \right], \quad (1)$$

где $\varphi_p(z)$ ортонормированные собственные функции мод, a_p — амплитуды мод, k_p — их волновые числа, r — расстояние от источника до точки наблюдения. В отсутствии ветрового волнения коэффициенты разложения a_p , с точностью до сомножителя, определяемого уровнем излучения, имеют вид $a_p = \varphi_p(z_0)$. С учетом ветрового волнения, когда свободная поверхность становится случайной функцией горизонтальных координат и времени, коэффициенты a_p также становятся случайными величинами и описываются функциями когерентности $\langle a_p(\vec{r}_1, t) a_q^*(\vec{r}_2, t) \rangle$. При этом функция когерентности полного поля на глубине z имеет вид

$$\langle p(r_1, z, t_1) p^*(r_2, z, t_2) \rangle = \sum_{p, q} \langle a_p(r_1, t_1) a_q^*(r_2, t_2) \rangle \frac{\varphi_p(z) \varphi_q^*(z)}{\sqrt{k_p k_q r_1 r_2}} \exp \left[i (k_p r_1 - k_q r_2) \right]. \quad (2)$$

Эти корреляторы поля обладают сильной изменчивостью вдоль акустической трассы и плохо предсказуемы на больших удалениях от источника, поэтому для практических приложений больший интерес представляют корреляционные характеристики поля, «сглаженные» по интерференционной структуре и плавно меняющиеся с расстоянием. В связи с этим ограничимся рассмотрением функций корреляции акустического поля, усредненных по интерференционной структуре, то есть на пространственном масштабе $L_{\text{инт}} = 2\pi/\min|k_p - k_q|$ [14]. Для описания таких функций когерентности достаточно анализировать автокорреляционные функции мод:

$$N_p(\rho, \tau, x) = \left\langle a_p\left(-\frac{\rho}{2}, t - \frac{\tau}{2}, x\right) a_p^*\left(\frac{\rho}{2}, t + \frac{\tau}{2}, x\right) \right\rangle, \quad (3)$$

где ρ — поперечное разнесение точек наблюдения, а ось x соединяет источник и центр горизонтальной антенной решетки (АР). В формуле (2) при этом остаются лишь слагаемые с $q = p$. Волнение предполагается статистически однородным и стационарным, поэтому N_p не зависит от t .

Для расчета корреляционных функций в волноводе с нерегулярной границей будем использовать уравнение переноса [15], к $N_p(\rho, \tau, x)$, которое в случае ненаправленного (в горизонтальной плоскости) источника и изотропного волнения имеет вид:

$$\frac{\partial N_p(\rho, \tau, x)}{\partial x} = \sum_q W_{pq}(\rho, \tau, x) N_q(\rho, \tau, x) - 2(\gamma_p + |\text{Im} k_p|) N_p(\rho, \tau, x) = 0. \quad (4)$$

Здесь W_{pq} — вероятность перехода, описывающая взаимодействие, вследствие рассеяния, корреляционных функций мод дискретного спектра, γ_p — декремент затухания модовой компоненты $\langle a_p \rangle$ когерентного поля, $\text{Im} k_p$ — мнимая часть волнового числа k_p , обусловленная потерями в дне. Уравнение (4) получено при малых значениях параметра Релея, то есть предполагает малость эффектов однократного рассеяния [16]. При этом оно позволяет описывать эффекты многократного рассеяния, приводящие к существенной декорреляции сигнала. Оценки показывают, что при скорости ветра $V \leq 15$ м/с и частотах $f \leq 300$ параметр Релея мал в сравнении с единицей. Функции W_{mn} и γ_n выражаются через частотный спектр изотропного ветрового волнения:

$$\gamma_n = \frac{g^2}{8\pi k_n} \left(\frac{d\phi_n}{dz} \right)^2 \int_0^{k_0} \eta \sqrt{k_0^2 - \eta^2} d\eta \int_{-\pi}^{\pi} B(\Omega) \Omega^{-3} d\phi, \quad (5)$$

$$\Omega = \sqrt{g} \left[(k_n - \eta \cos \phi)^2 + \eta^2 \sin^2 \phi \right]^{\frac{1}{4}}, \quad (6)$$

$$W_{mn}(\rho, \tau, x) = \frac{g^2}{8k_n k_m} \left(\frac{d\phi_m}{dz} \right)^2 \left(\frac{d\phi_n}{dz} \right)^2 \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{B(\tilde{\omega})}{\tilde{\omega}^3} \cos\left(k_y \frac{x}{R} \rho\right) \cos(\tilde{\omega} \tau) dk_y, \quad (7)$$

$$\tilde{\omega} = \sqrt{g} \left(k_y^2 + (k_m - k_n)^2 \right)^{\frac{1}{4}}, \quad (8)$$

где g — ускорение свободного падения, $k_0 = \omega_0/c(0)$, $d\phi_n/dz$ — производная собственной функции при $z = 0$. Отметим, что приведенное выражение для γ_n учитывает рассеяние данной моды не только во все моды дискретного спектра, но и в моды сплошного спектра, то есть излучение ее из волновода (см. [15]). Для частотного спектра развитого волнения при численном моделировании будет использоваться спектр JONSWAP [17], который описывает наблюдаемое в натурных экспериментах превышение спектральной плотности энергии вблизи частотного максимума в сравнении со спектром Пирсона-Московитца:

$$S(\Omega) = \beta g^2 \Omega^{-5} \exp \left[-1,25 \left(\frac{\Omega_m}{\Omega} \right)^4 \right] \gamma^{\exp \left[-(\Omega - \Omega_m)^2 / 2\sigma^2 \Omega_m^2 \right]}, \quad (9)$$

$$\sigma = \begin{cases} 0,07 & \text{при } \Omega \leq \Omega_m \\ 0,09 & \text{при } \Omega > \Omega_m \end{cases},$$

где $\Omega_m = 0,8g/V$ — частота спектрального максимума (V — скорость ветра). Эмпирические константы β и γ имеют средние значения $\beta = 8 \times 10^{-3}$, $\gamma = 3,3$. Важно также отметить, что эмпирические константы, приведенные в спектре (9), предполагают статистическую однородность ветрового волнения, то есть рассмотрение для открытой акватории.

3. Частотная фильтрация и пространственная когерентность сигнала

Решение уравнения переноса (4) с начальным условием $N_p(\rho, \tau, x=0) = \varphi_p^2(z)$ позволяет прогнозировать пространственно-временную когерентность поля тонального источника в зависимости от уровня ветрового волнения и регулярных параметров океанического волновода. В случае статистических характеристик сигнала, сглаженных по интерференционной структуре, для коэффициента корреляции поля на глубине z имеем выражение:

$$K(\rho, \tau, z, R) = \frac{\sum_p k_p^{-1} \varphi_p^2(z) N_p(\rho, \tau, R)}{\sum_p k_p^{-1} \varphi_p^2(z) N_p(0, 0, R)}, \quad (10)$$

где R — расстояние от источника.

Далее мы будем рассматривать результаты численного моделирования когерентности сигнала и коэффициента усиления АР для мелководного звукового канала с положительным градиентом скорости звука $c(z)$, типичным для зимней гидрологии и глубиной $H = 100$ м. Профиль $c(z)$ линейный: $c(0) = 1490$ м/с, $c(H) = 1500$ м/с. Для модели дна используется жидкое полупространство с плотностью $\rho = 2$ г/см³, коэффициентом затухания $\delta = 0,1$ дБ/(км×Гц) и скоростью звука в грунте $c_1 = 1600 \div 1800$ м/с, характерной для неконсолидированных осадков [18]. В качестве примера, на Рис. 1 приведены результаты расчета коэффициента корреляции $K(\rho, \tau, z, R)$ на расстоянии $R = 100$ км от источника и на глубине $z = 197$ м. Частота излучения $f_0 = 250$ Гц, скорость ветра $V = 10$ м/с.

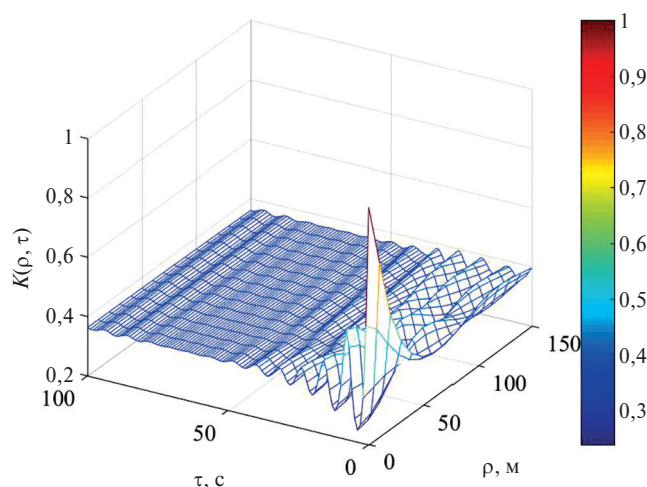


Рис. 1. Пространственно-временной коэффициент корреляции сигнала

Fig. 1. Spatio-temporal correlation coefficient of the signal

Ранее было показано [7], что при распространении акустических сигналов в мелководных звуковых каналах, открытых к поверхности, ветровое волнение может приводить к значительной пространственной декорреляции сигнала, что существенно уменьшает коэффициент усиления приемных АР. Использование оптимальных алгоритмов пространственной обработки сигнала повышает эффективность АР, но при сильном ветровом волнении $V > 15$ м/с влияние его на коэффициент усиления АР остается значительным [8–11].

Наша цель — продемонстрировать, что использование пространственно-временной обработки сигнала позволяет дополнительно повысить эффективность горизонтальной АР в океанических волноводах со взволнованной поверхностью. Предварительно приведем некоторые качественные соображения. Эффекты многократного рассеяния на ветровом волнении приводят к частичной декорреляции сигнала. При этом акустическое поле в волноводе является суммой когерентной компоненты и рассеянной компоненты. Несмотря на сложную модовую структуру поля, применение оптимальных линейных алгоритмов обработки позволяет получить для коэффициента усиления АР максимальное значение, равное числу ее элементов, если рассеянная компонента отсутствует. Именно наличие рассеянной компоненты поля приводит к значительному снижению коэффициента усиления АР с размером апертуры,

превышающим масштаб корреляции рассеянной компоненты. Вместе с тем при рассеянии на нестационарной взволнованной поверхности частота акустической моды (либо плоской волны) испытывает доплеровское смещение, которое определяется известными условиями резонансного рассеяния Брэгга. При многократном рассеянии формируется частотный спектр сигнала, причем именно его рассеянной компонентой, поскольку когерентная компонента смещения частоты не испытывает [16]. В принципе, возможно смещение частоты когерентной компоненты сигнала при движении источника, либо из-за океанических течений, но здесь эти вопросы не обсуждаются. На рис. 2 приведены результаты численного моделирования частотного спектра сигнала на различном удалении R от источника и двух значений скорости ветра. Частотный спектр рассчитывался путем Фурье преобразования временного коэффициента корреляции $K(\rho = 1, t)$, который, в свою очередь, вычислялся на основании уравнения переноса (4). При этом частота отсчитывается относительно частоты излучения ω_0 и центральный максимум спектра определяется когерентной компонентой. Наряду с боковыми, которые соответствуют максимуму спектра частотного волнения $\omega_m = 0,9g/V$, на приведенных рисунках просматривается широкий частотный пьедестал, сформированный при многократном рассеянии акустических мод на нестационарном ветровом волнении. При умеренном ветре $V = 10$ м/с он проявляется лишь на большом удалении $R = 300$ км, но при сильном ветре $V = 15$ м/с заметен и на расстоянии $R = 50$ км. На основании этих и аналогичных им результатов численного моделирования можно сделать вывод, что фильтрация сигнала в узкой полосе вблизи ω_0 может существенно снизить уровень рассеянной компоненты и тем самым повысить его пространственную когерентность. При выборе ширины частотного фильтра надо учитывать, что когерентная компонента в океаническом волноводе испытывает также медленные флуктуации из-за крупномасштабных океанических процессов (в основном внутренних волн), что приводит к уширению ее спектра [18].

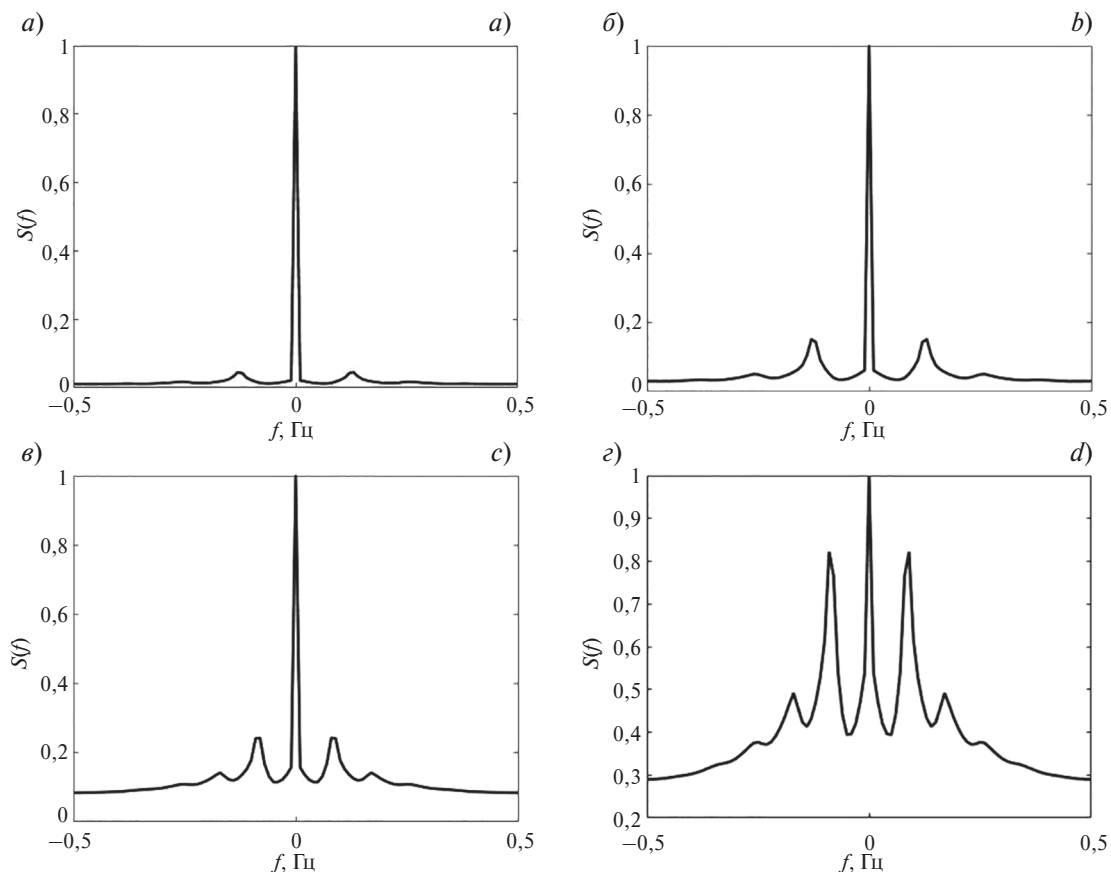


Рис. 2. Частотный спектр сигнала на расстоянии от источника $R = 50$ км (а, в) и 300 км (б, г). Скорость ветра $V = 10$ м/с (а, б) и $V = 15$ м/с (в, г)

Fig. 2. Frequency spectrum of the signal at a distance from the source $R = 50$ km (a, c) and 300 km (b, d). Wind speed $V = 10$ m/s (a, b) and $V = 15$ m/s (c, d)

Поскольку эти процессы имеют характерные периоды — $10^3 \div 10^5$ с, уширение центрального максимума обычно не превышает нескольких миллигерц. Таким образом оптимальной представляется ширина частотного фильтра $\Delta F = 10$ мГц. Естественно, такая узкополосная фильтрация накладывает определенные ограничения на длину временных выборок принимаемого сигнала. При ширине фильтра 10 мГц их длина должна быть порядка 10^2 с. Вместо использования Фурье преобразования и непосредственного умножения частотного спектра сигнала на частотный коэффициент передачи фильтра $\Phi(f)$ при моделировании удобно использовать эквивалентную операцию свертки сигнала с импульсной функцией фильтра $\Phi(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(f) \exp(2\pi i f \tau) df$. В итоге, если мы комбинируем предварительную частотную фильтрацию сигнала с методами его пространственной обработки вместо функций пространственной корреляции мод $N_p(\rho, \tau = 0)$ следует использовать:

$$\tilde{N}_p(\rho) = \int_0^{\infty} N_p(\rho, \tau) \Phi(\tau) d\tau. \quad (11)$$

На рис. 3 приведены результаты численного моделирования коэффициента поперечной корреляции акустического поля в тех же условиях распространения (канал с линейным профилем) для сигнала без предварительной фильтрации и сигнала, профильтрованного в полосе $\Delta F = 5$ мГц и 10 мГц.

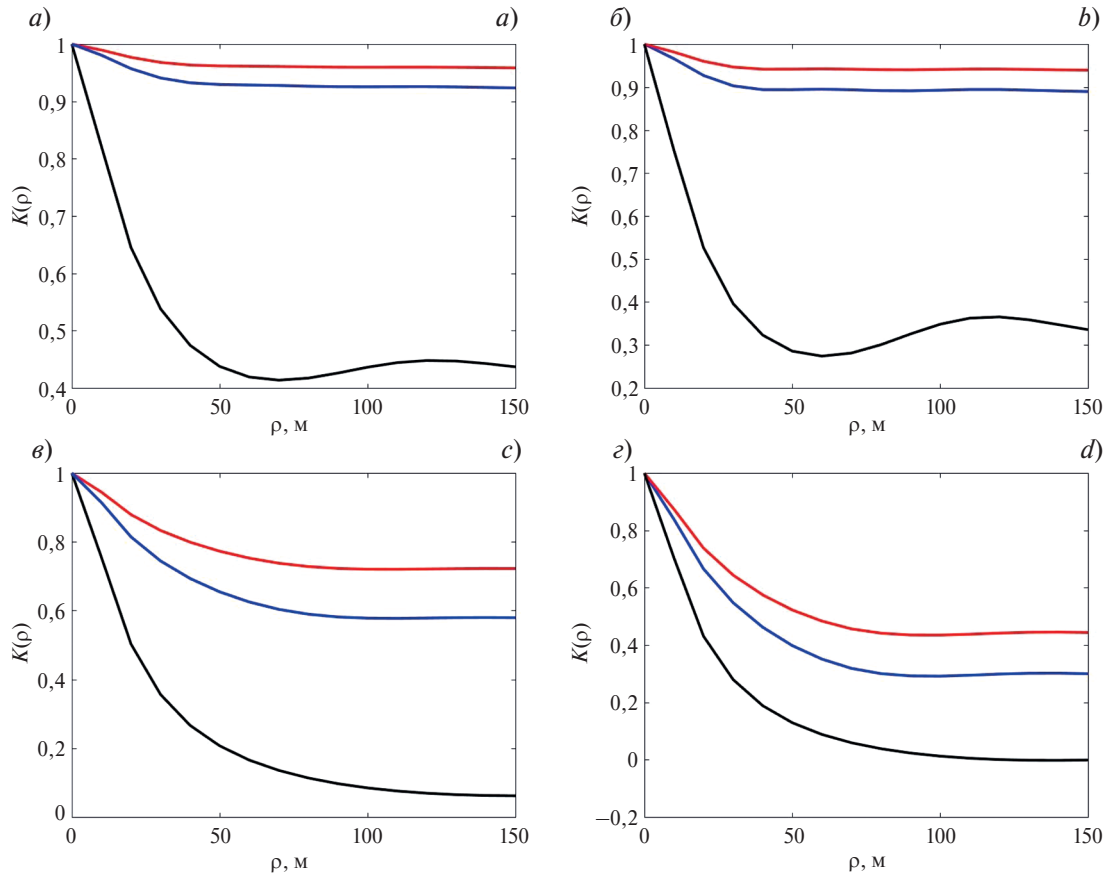


Рис. 3. Коэффициент пространственной корреляции сигнала на расстоянии от источника $R = 50$ км (*а*, *в*) и $R = 150$ км (*б*, *г*). Скорость ветра $V = 10$ м/с (*а*, *б*) и $V = 15$ м/с (*в*, *г*). Черные кривые соответствуют результатам без частотной фильтрации, красные кривые — фильтрация в полосе $\Delta F = 5$ мГц, синие — в полосе $\Delta F = 10$ мГц

Fig. 3. The spatial correlation coefficient of the signal at a distance of $R = 50$ km from the source (*a*, *c*) and $R = 150$ km (*b*, *d*). The wind speed is $V = 10$ m/s (*a*, *b*) and $V = 15$ m/s (*c*, *d*). The black curves correspond to the results without frequency filtering, the red curves correspond to filtering in the $\Delta F = 5$ mHz band, and the blue curves correspond to filtering in the $\Delta F = 10$ mHz band

Из результатов моделирования видно, что частотная фильтрация сигнала, действительно, значительно повышает его пространственную когерентность. При умеренном волнении ($V = 10$ м/с) сигнал практически когерентен после частотной фильтрации, в то время как без фильтрации уровень остаточной корреляции уменьшается до 0,2 при $R = 150$ км. В случае $V = 15$ м/с остаточные корреляции спадают до нуля уже при $R = 50$ км, а после фильтрации уровень остаточной корреляции (именно он определяется когерентной компонентной поля) остается достаточно высоким (0,7 при $R = 50$ км и 0,4 при $R = 150$ км).

4. Коэффициент усиления горизонтальной АР

Рассмотрим коэффициент усиления горизонтальной АР, находящейся на глубине z_A и ориентированной под углом к направлению на источник. Антенна эквидистантная с числом элементов M и межэлементным расстоянием $d = 1/2$. Корреляционная матрица сигнала на элементах АР имеет вид:

$$N_{mn}(R) = \sum_p (k_p R)^{-1} \varphi_p^2(z_A) N_p(\rho = d|m-n|\cos\varphi_A, R) \exp[ik_p d(m-n)\sin\varphi_A]. \quad (12)$$

Здесь пренебрегается кривизной фазовых фронтов, что справедливо для расстояний $R \gg kL^2/8\pi$ (L — длина антенны). При этом, для сравнения, будут использоваться либо значения $N_p(\rho, R) \equiv N_p(\rho, \tau = 0, R)$ (случай без частотной фильтрации сигнала), либо $\tilde{N}_p(\rho)$, вычисляемые по формуле (11). Для коэффициента усиления АР на фоне океанического шума с корреляционной матрицей R_{mn} будут вычисляться значения, соответствующие методу ФАР (G_0), методу оптимальной линейной обработки сигнала (G_1) и методу оптимальной квадратичной обработки (G_2). Значения G_i будут вычисляться по известным формулам [19, 20]:

$$G_0 = \frac{\sum_{mn} N_{mn} \exp[-ik_0 d(m-n)\sin\varphi_A] \sum_n R_{nn}}{\sum_{mn} R_{mn} \exp[-ik_0 d(m-n)\sin\varphi_A] \sum_n N_{nn}}, \quad (13)$$

$$G_1 = \lambda_1 \frac{\sum_n R_{nn}}{\sum_n N_{nn}}, \quad (14)$$

$$G_2 = \frac{\left[\sum_i \lambda_i^2 \right]^{\frac{1}{2}} \sum_n R_{nn}}{\sum_n N_{nn}}, \quad (15)$$

где λ_i — собственные значения матрицы $\mathbf{S} = \mathbf{R}^{-1}\mathbf{N}$, λ_1 — максимальное из них. Расчеты приведены для модели пространственно белого шума (в этом случае $\mathbf{R} = \mathbf{E}$) и модели динамического шума ветрового происхождения [21]. В этом случае матрица шума $\mathbf{R}$ вычисляется по методике, изложенной в работе [11].

На рис. 4 приведены результаты численного моделирования коэффициентов усиления G_0 , G_1 и G_2 без частотной фильтрации и с предварительной частотной фильтрацией в полосе $\Delta F = 10$ МГц при скорости ветра $V = 10$ м/с.

При расчетах использовалась модель пространственно белого шума, скорость звука в дне $c_b = 1800$ м/с. Глубина расположения антенны $z_A = 97$ м. Как и следовало ожидать, частотная фильтрация сигнала существенно повысила эффективность пространственной обработки сигнала. Для антенны, ориентированной перпендикулярно к направлению на источник, коэффициенты G_0 и G_1 уменьшаются с дистанцией на 5 дБ (Напомним, что при $M = 51$ значение $10 \lg M = 17$ дБ), а G_2 — на 4 дБ. При пространственной обработке сигнала с частотной фильтрацией коэффициенты G_i меняются в узком диапазоне 16,7–17 дБ, то есть практически равны предельному значению $10 \times \lg M$, соответствующему коэффициенту усиления когерентного сигнала на фоне некогерентного шума. Для антенны, ориентированной под углом $\varphi_A = 30^\circ$ ситуация аналогична. После фильтрации коэффициенты усиления G_i меняются в диапазоне 16,5–17 дБ. Исключение составляют дистанции $5 \text{ км} < R < 20 \text{ км}$, где метод ФАР проигрывает оптимальным методам, поскольку фазовая компенсация со средним волновым числом k_0 в формуле (13) не учитывает модовой структуры сигнала [8]. Аналогичные расчеты в случае сильного ветрового волнения (смотри рис. 5) также демонстрируют увеличение эффективности пространственной обработки сигнала на апертуре АР при его предварительной частотной фильтрации. Без нее коэффициенты G_0 и G_1 уменьшаются с дистанцией на 6 дБ, а коэффициент

G_2 , соответствующий квадратичной обработке, на 4 дБ. После частотной фильтрации значения G_i увеличиваются. Это особенно заметно на удалении от источника $20 \text{ км} < R < 100 \text{ км}$, где увеличение составляет порядка 3÷4 дБ при всех методах пространственной обработки. Важно также отметить, что после частотной фильтрации результаты расчетов для метода ФАР и оптимальных методов различаются незначительно. В частности, выигрыш квадратичной обработки G_2 / G_1 уменьшается от 2 дБ до 0,5 дБ, что является следствием увеличения когерентности сигнала после его фильтрации.

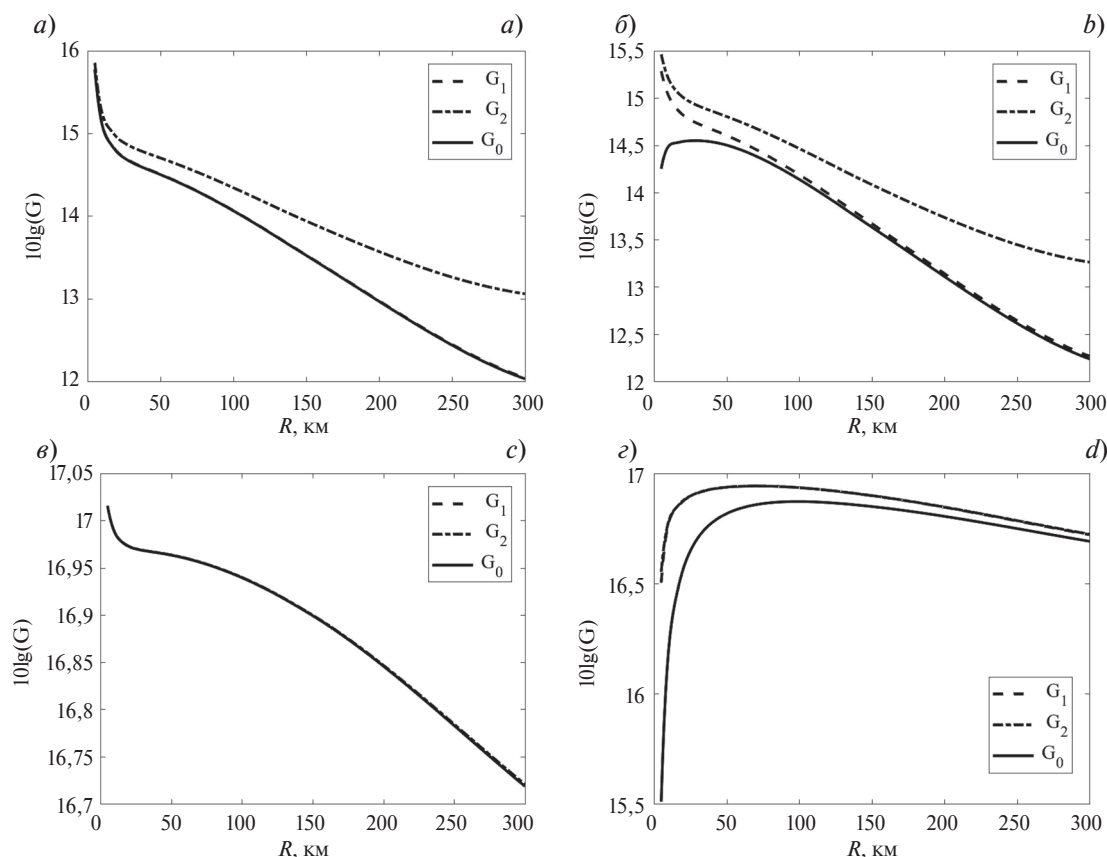


Рис. 4. Коэффициенты усиления горизонтальной АР при разных способах пространственной обработки: без частотной фильтрации (*а, б*) и с фильтрацией в полосе $\Delta F = 10 \text{ мГц}$ (*в, г*), ориентация антенны перпендикулярно к источнику (*а, в*) и под углом $\varphi_A = 30^\circ$ (*б, г*). Скорость ветра $V = 10 \text{ м/с}$

Fig. 4. Gain coefficients of horizontal AA at different methods of spatial processing: without frequency filtering (*a, б*) and with filtering in the band $\Delta F = 10 \text{ mHz}$ (*в, г*), antenna orientation perpendicular to the source (*a, в*) and at the angle $\varphi_A = 30^\circ$ (*б, г*). Wind speed $V = 10 \text{ m/s}$

Рассматриваемые эффекты зависят и от характеристик донного грунта. Для иллюстрации на Рис. 6 приведены результаты аналогичных расчетов при скорости звука в дне $c_l = 1600 \text{ м/с}$ и сильном волнении. Видно, что результаты моделирования без фильтрации приводят к большим значениям коэффициентов G_i , что объясняется менее значимыми эффектами рассеяния (чем в случае $c_l = 1800 \text{ м/с}$) для мод с высокими номерами. Соответственно, выигрыш квадратичной обработки G_2 / G_1 также уменьшается и не превышает децибела. Результаты для коэффициентов усиления G_i после частотной фильтрации, в сравнении со случаем $c_l = 1800 \text{ м/с}$, увеличиваются на 1÷1,5 дБ (в зависимости от дистанции R).

Аналогичные результаты численных расчетов коэффициентов усиления АР были получены для частотной фильтрации с увеличенной вдвое полосой $\Delta F = 20 \text{ мГц}$. В случае умеренного ветрового волнения результаты этих расчетов отличаются от результатов моделирования при $\Delta F = 10 \text{ мГц}$ незначительно (десятые доли децибела). При сильном волнении ($V = 15 \text{ м/с}$) коэффициенты усиления G_i уменьшаются более заметно, но и в этом случае отличие данных численных расчетов для $\Delta F = 20 \text{ мГц}$ и $\Delta F = 10 \text{ мГц}$ менее одного децибела. Это объясняется тем, что основная часть рассеянной компоненты сигнала соответствует доплеровским сдвигам частоты, превышающим 10 мГц, и изменение ширины фильтра в диапазоне $\Delta F < 20 \text{ мГц}$ не приводит к качественным отличиям при пространственной обработке. Приведенные выше результаты соответ-

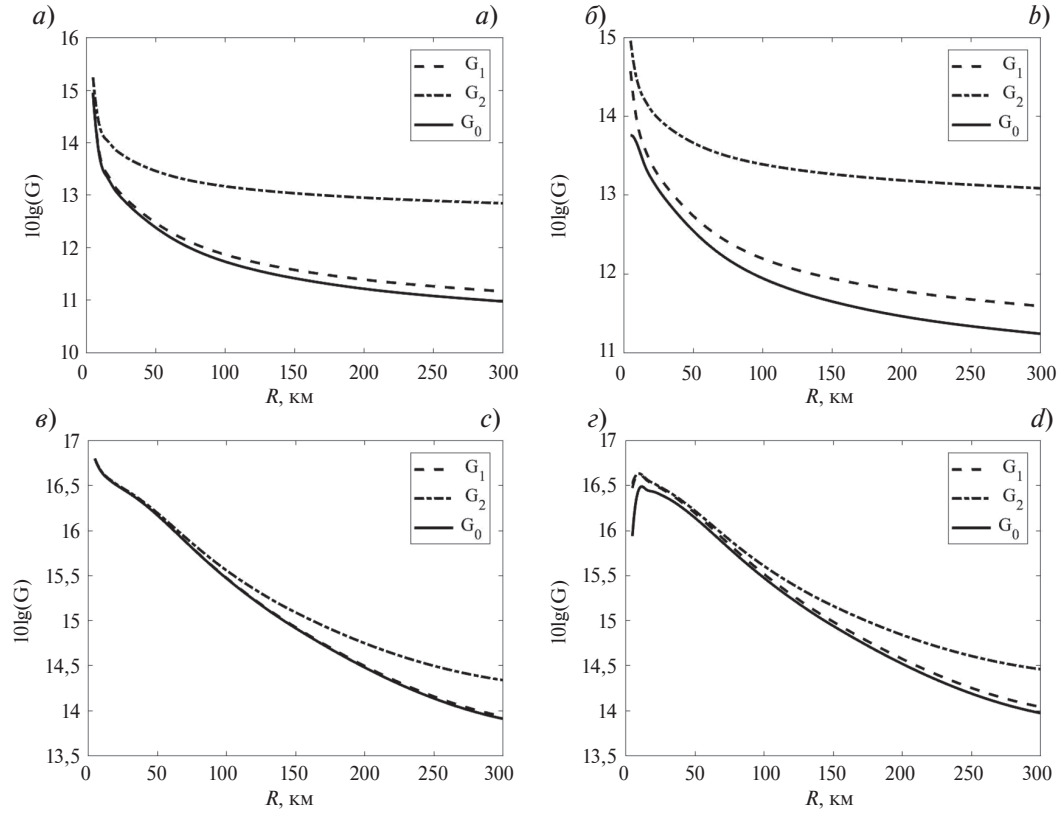


Рис. 5. То же самое, что на рис. 4 при скорости ветра $V = 15$ м/с

Fig. 5. The same as in Fig. 4, with a wind speed of $V = 15$ m/s

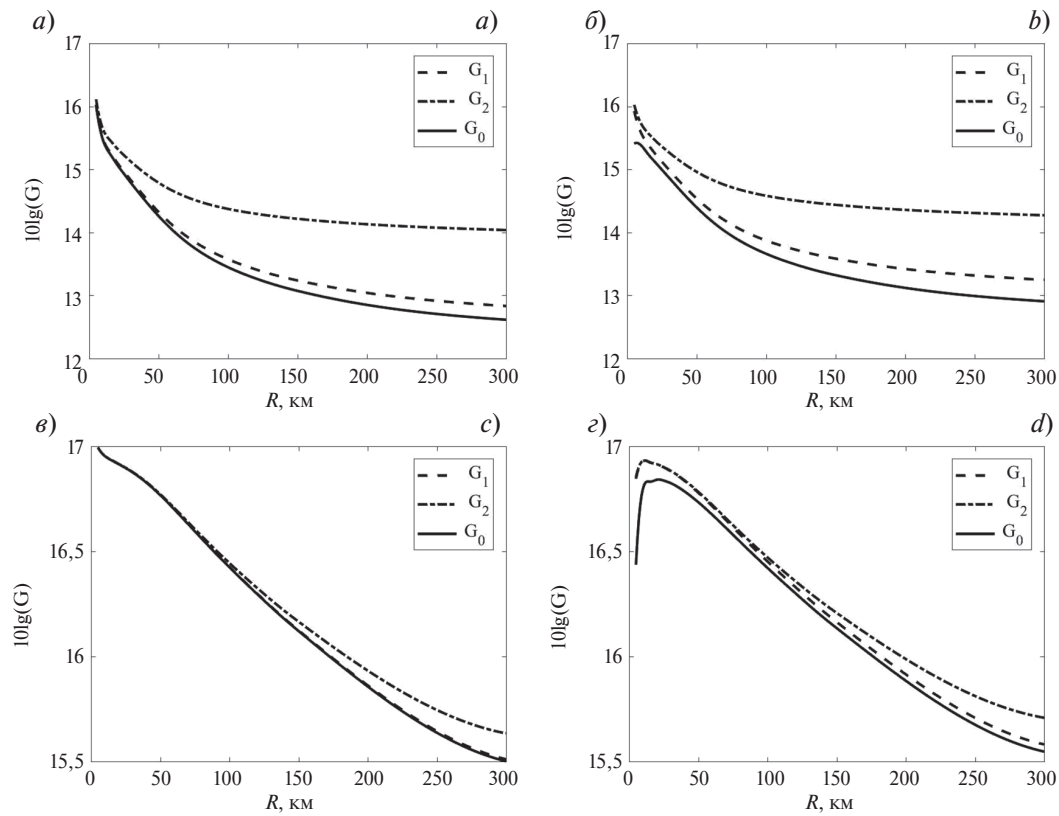


Рис. 6. То же самое, что на Рис. 5 при скорости звука в дне $c_l = 1600$ м/с

Fig. 6. The same as in Fig. 5, with the sound speed at the bottom $c_l = 1600$ m/s

ствуют пространственно белому шуму, некоррелированному на элементах АР. Наряду с этой традиционной моделью шума используются и более сложные модели, которые учитывают характер его генерации и условия распространения шумового поля в волноводе. Здесь мы приведем результаты моделирования коэффициентов усиления антенны на фоне динамического шума, то есть шума, генерируемого ветровыми дипольными источниками, расположенными вблизи поверхности. В регулярном волноводе такая модель предложена в работе [21]. В волноводе со взволнованной поверхностью аналогичные результаты приведены в работах [11], где корреляционная матрица шума рассчитывается на основании уравнения переноса для интенсивности мод с шумовыми дипольными источниками. На рис. 7 приведены результаты расчетов коэффициентов усиления G_i с частотной фильтрацией сигнала в полосе $\Delta F = 10$ мГц и без его фильтрации на фоне динамического шума с корреляционной матрицей $\mathbf{R}$, рассчитанной по методике, предложенной в [11].

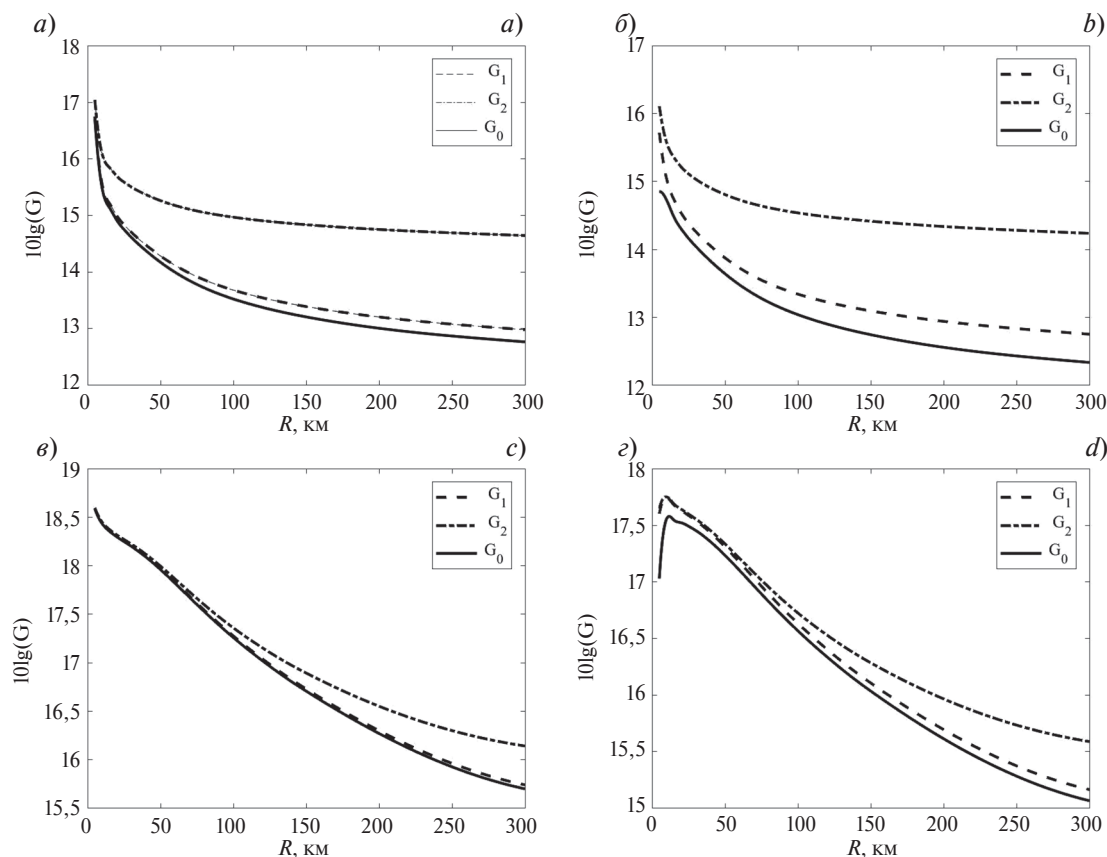


Рис. 7. Коэффициент усиления антенны на фоне динамического шума без частотной фильтрации (а, б) и с фильтрацией в полосе $\Delta F = 10$ мГц (в, г); $\varphi_A = 0$ (а, в) и $\varphi_A = 30^\circ$ (б, г). Скорость ветра $V = 15$ м/с, скорость звука в дне $c_f = 1800$ м/с

Fig. 7. Antenna gain against dynamic noise background without frequency filtering (a, b) and with filtering in the band $\Delta F = 10$ mHz (c, d); $\varphi_A = 0$ (a, c) and $\varphi_A = 30^\circ$ (b, d). Wind speed $V = 15$ m/s, sound speed in the bottom $c_f = 1800$ m/s

При этом были выбраны параметры $V = 15$ м/с и $c_f = 1800$ м/с. Матрица шума вычисляется на частоте сигнала. Поскольку дипольные источники шума и коэффициенты уравнения переноса (4) плавно зависят от частоты, фильтрация шумового поля (которая происходит одновременно с фильтрацией сигнала) практически не влияет на структуру корреляционной матрицы шума $\mathbf{R}$.

Из приведенных результатов следует, что качественно частотная фильтрация приводит к тем же изменениям коэффициентов усиления АР, что и в случае белого шума. При этом сами значения коэффициентов усиления для перпендикулярно ориентированной АР увеличивается на 2 дБ в сравнении с аналогичными расчетами для модели пространственно белого шума. Для антенны, ориентированной под углом к источнику, значения коэффициентов усиления также увеличиваются, но несколько меньше (на 1÷1,5 дБ). Объяснение этого эффекта связано со специфическим видом горизонтальной функции корреляции динамического шума в волноводе [11].

5. Заключение

В работе продолжено исследование влияния ветрового волнения на эффективность пространственной обработки низкочастотных акустических сигналов в мелком море с использованием горизонтальной антенны. Обсуждается возможность увеличения значений коэффициента усиления антенной решетки (АР) с привлечением предварительной частотной фильтрации сигнала на входе АР. Основная идея состоит в подавлении рассеянной компоненты сигнала, которая в процессе многократного рассеяния акустических мод на нестационарном волнении образует частотный спектр с характерной шириной менее герца. При этом когерентная компонента сигнала из-за более медленных процессов в океане (в основном внутренних волн) имеет характерную ширину порядка нескольких миллигерц. Таким образом, фильтрация входного сигнала в полосе $\Delta F \sim 5\div 10$ мГц позволяет существенно уменьшить вклад рассеянной компоненты и тем самым увеличить эффективность его пространственной обработки на апертуре горизонтальной АР. Численное моделирование этих эффектов проделано с использованием уравнения переноса для пространственно-временной корреляционной функции комплексных амплитуд акустических мод. Конкретные результаты получены для мелководного звукового канала с зимней гидрологией в случае умеренного и сильного ветрового волнения. Для вычисления значений коэффициента усиления АР на фоне океанического шума используется простая модель пространственно белого шума и более реалистичная модель шума ветрового происхождения, генерируемого дипольными поверхностными источниками. С использованием методов численного моделирования показано, что предварительная частотная фильтрация существенно повышает пространственную когерентность сигнала, в том числе и на большом удалении от источника (порядка 10^2 км). При умеренном волнении (скорость ветра $V = 10$ м/с) сигнал остается практически когерентным на расстоянии до 150 км. В случае сильного волнения ($V = 15$ м/с) его когерентность после фильтрации также существенно возрастает, при этом остаточная корреляция на апертуре $L = 150$ м увеличивается на порядок и равна 0,8 на удалении $R = 50$ км и 0,4 на удалении $R = 150$ км.

Коэффициент усиления горизонтальной АР с числом элементов $M = 51$ и межэлементным расстоянием $d = 1/2$ рассчитывался для трех методов пространственной обработки: метода ФАР и оптимальных методов (линейного и квадратичного). Показано, что предварительная частотная фильтрация сигнала в полосе $\Delta F = 10$ мГц при умеренном волнении позволяет получить для всех методов пространственной обработки значения коэффициента усиления 16–17 дБ, то есть близкие к предельному $10\lg M = 17$ дБ, которое соответствует когерентному сигналу на фоне некоррелированного шума. В случае сильного волнения частотная фильтрация также значительно повышает эффективность пространственной обработки. Значения коэффициента усиления АР увеличиваются на 3–4 дБ (в зависимости от расстояния и метода обработки). При расширении полосы фильтрации до 20 мГц эти результаты практически не изменяются. Рассмотрено также влияние скорости звука в донном грунте на эти результаты. Аналогичные расчеты проделаны для коэффициента усиления АР на фоне шума ветрового происхождения, генерируемого приповерхностными источниками. Показано, что предварительная частотная фильтрация приводит для пространственной обработки качественно к тем же эффектам.

И, наконец, кратко остановимся на прикладных аспектах полученных теоретических результатов. Прежде всего заметим, что фильтрация сигнала в более широкой полосе $\Delta F \sim 1\div 10$ Гц, которая иногда применяется в приемных гидроакустических системах для снижения отношения сигнал/шум, не влияет на когерентность сигнала и коэффициент усиления АР. В этом смысле предлагаемая узкополосная фильтрация имеет несомненные преимущества. С другой стороны, она использует априорную информацию о частоте излучения и достаточно длинные (порядка 10^2 с) временные выборки входного сигнала, поэтому неприменима для систем быстрого обнаружения. Как нам представляется, узкополосная фильтрация в комбинации с методами пространственной обработки может быть полезна в задачах обнаружения и наблюдения слабых сигналов удаленных стационарных источников, особенно в сложных сезонных и метеорологических условиях.

Финансирование

Данное исследование выполнено в рамках госзадания ИПФ РАН по теме № FFUF-2024-0035.

Funding

This study was carried out within the framework of the state assignment of the IAP RAS on theme No. FFUF-2024-0035.

Литература

1. Елисеевнин В.А. О работе горизонтальной линейной антенны в мелком море // Акустический журнал. 1983. Т. 29, № 1. С. 44–49.
2. Елисеевнин В.А. Усредненный отклик горизонтальной линейной антенны в мелком море // Акустический журнал. 2004. Т. 50, № 2. С. 193–197. EDN: OPQSBP
3. Сазонтов А.Г., Фарфель В.А. О работе горизонтальной дискретной антенны в случайно-неоднородном океане // Акустический журнал. 1990. Т. 36, № 1. С. 130–136.
4. Городецкая Е.Ю., Малеханов А.И., Сазонтов А.Г., Фарфель В.А. Влияние эффектов дальнего распространения звука в случайно-неоднородном океане на потери усиления горизонтальной антенной решетки // Акустический журнал. 1996. Т. 42, № 5. С. 615–622.
5. Carey W.M. The determination of signal coherence length based on signal coherence and gain measurements in deep and shallow water // The Journal of the Acoustical Society of America. 1998. Vol. 104, № 2. P. 831–837. doi:10.1121/1.423357
6. Carey W.M., Lynch J.F., Siegmund W.L., Rozenfeld I., Sperry B.J. Sound transmission and spatial coherence in selected shallow-water areas: measurements and theory // Journal of Computational Acoustics. 2006. Vol. 14, № 2. P. 265–298. doi:10.1142/S0218396X06003037
7. Завольский Н.А., Малеханов А.И., Раевский М.А., Смирнов А.В. Влияние ветрового волнения на характеристики горизонтальной антенны в условиях мелкого моря // Акустический журнал. 2017. Т. 63, № 5. С. 501–512. doi:10.7868/S0320791917040165 EDN: ZDOHNN
8. Завольский Н.А., Малеханов А.И., Раевский М.А. Сравнительный анализ методов пространственной обработки сигналов, принимаемых горизонтальной антенной решеткой в канале мелкого моря со взволнованной поверхностью // Акустический журнал. 2019. Т. 65, № 5. С. 608–618. doi:10.1134/S0320791919050198 EDN: SOILKO
9. Бурдуковская В.Г., Малеханов А.И., Раевский М.А. Влияние анизотропного ветрового волнения на эффективность пространственной обработки акустических сигналов в мелком море // Акустический журнал. 2021. Т. 67, № 6. С. 617–625. doi:10.31857/S0320791921060022 EDN: AXLLXX
10. Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. Влияние межмодовых корреляций на эффективность пространственной обработки акустических сигналов в океаническом волноводе со взволнованной поверхностью // Акустический журнал. 2022. Т. 68, № 6. С. 625–637. doi:10.31857/S0320791922060107 EDN: VBJCJD
11. Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. Пространственная обработка акустических сигналов в океанических волноводах на фоне шумов ветрового происхождения // Акустический журнал. 2023. Т. 69, № 1. С. 73–83. doi:10.31857/S032079192210001X EDN: DADWRS
12. Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. Модели распространения акустических сигналов и шумов в океанических волноводах с взволнованной поверхностью и эффективность пространственной обработки // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2023. Т. 66, № 12. С. 1068–1093. doi:10.52452/00213462_2023_66_12_1068 EDN: RPXQMF
13. Раевский М.А., Бурдуковская В.Г. Совместное влияние ветрового волнения и внутренних волн на когерентность низкочастотных акустических сигналов и эффективность их пространственной обработки в мелком море // Акустический журнал. 2024. Т. 70, № 4. С. 592–607. doi:10.31857/S0320791924040121 EDN: XFCDUF
14. Артельный В.В., Раевский М.А. О статистических характеристиках нормальных волн в волноводе с объемными неоднородностями // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 1984. Т. 27, № 9. С. 1142–1150.
15. Горская Н.С., Раевский М.А. О многократном рассеянии низкочастотных акустических волн на поверхностном волнении // Акустический журнал. 1986. Т. 32, № 2. С. 165–171.
16. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана. М.: Наука, 2007. 370 с.
17. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 256 с.
18. Кацнельсон Б.Г., Петников В.Г. Акустика мелкого моря. М.: Наука, 1997. 193 с. EDN: YXGDJZ
19. Урик Р. Дж. Основы гидроакустики. Л.: Судостроение, 1978. 445 с.
20. Dennis R. Morgan, Thomas M. Smith. Coherence effects on the detection performance of quadratic array processors, with applications to large-array matched-field // The Journal of the Acoustical Society of America. 1990. Vol. 87, № 2. P. 737–747. doi:10.1121/1.398888
21. Kuperman W.A., Ingenito F. Spatial correlation of surface-generated noise in a stratified ocean // The Journal of the Acoustical Society of America. 1980. Vol. 67. P. 1988–1996. doi: 10.1121/1.384439

References

1. Eliseevnin V.A. Performance of a horizontal linear antenna in shallow sea *Acoustical Physics*. 1983;29(1):44–49. (in Russian)

2. Eliseevnin VA. Averaged response of a horizontal linear antenna in shallow sea. *Acoustical Physics*. 2004;50(2):154–157. doi:10.1134/1.1675869
3. Sazontov AG., Farfel VA. Performance of a horizontal discrete antenna in a randomly inhomogeneous ocean. *Acoustical Physics*. 1990;36(1):130–136. (in Russian)
4. Gorodetskaya EYu, Malehanov AI, Sazontov AG, Farfel VA. Far-range sound propagation effects on gain losses in horizontal antenna arrays. *Acoustical Physics*. 1996;42(5):615–622. (in Russian)
5. Carey WM. Determining signal coherence length in deep and shallow water. *The Journal of the Acoustical Society of America*. 1998;104(2):831–837. doi:10.1121/1.423357
6. Carey WM, Lynch JF, Siegmann WL, Rozenfeld I, Sperry BJ. Shallow-water sound transmission and spatial coherence. *Journal of Computational Acoustics*. 2006;14(2):265–298. doi:10.1142/S0218396X06003037
7. Zavolskii NA, Malekhanov AI, Raevskii MA, Smirnov AV. Effects of wind waves on horizontal array performance in shallow-water conditions *Acoustical Physics*. 2017;63(5):542–552. DOI: 10.1134/S1063771017040145
8. Zavolskii NA, Malekhanov AI, Raevskii MA. Comparative analysis of horizontal array processing in a shallow-water channel with a rough windy surface. *Acoustical Physics*. 2019;65(5):507–516. doi:10.1134/S0320791919050198
9. Burdukovskaya VG, Malekhanov AI, Raevsky MA. Influence of anisotropic wind waves on the efficiency of spatial processing of acoustic signals in shallow water. *Acoustical Physics*. 2021;67(6):617–625. doi:10.1134/S1063771021060026
10. Raevsky MA, Burdukovskaya VG. Effect of intermodal correlations on the efficiency of the spatial processing of acoustic signals in an oceanic waveguide with a perturbed surface *Acoustical Physics*. 2022;68(6):582–593. doi:10.1134/S1063771022060100
11. Raevsky MA, Burdukovskaya VG. Spatial processing of acoustic signals in oceanic waveguides on a wind noise background *Acoustical Physics*. 2023;69(1):102–111. DOI: 10.1134/S1063771022700063
12. Raevsky MA, Burdukovskaya VG. Models of propagation of acoustic signals and noise in oceanic waveguides with wavy surface and the effectiveness of spatial signal processing. *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2024;66(12):966–987. <https://doi.org/10.1007/s11141-024-10345-4>
13. Raevsky MA, Burdukovskaya VG. The combined influence of wind waves and internal waves on the coherence of low-frequency acoustic signals and the efficiency of their spatial processing in shallow water *Acoustical Physics*. 2024;70(4):705–717. DOI: 10.1134/S1063771024601547
14. Artel'nyi VV, Raevskii MA. Statistical characteristics of normal modes in a waveguide with volume inhomogeneities *Radiophysics and Quantum Electronics*. 1984;27(9):804–810. <https://doi.org/10.1007/BF01041390>
15. Gorskaya NS, Raevsky MA. On multiple scattering of low-frequency acoustic waves by surface waves. *Acoustical Physics*. 1986;32(2):165–171. (in Russian)
16. Brekhovskikh LM, Lysanov YP. Theoretical foundations of ocean acoustics. Moscow: Nauka; 2007. 370 p. (in Russian)
17. Davidan IN, Lopatukhin LI, Rozhkov VA. Wind waves in the World Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1985. 256 p. (in Russian)
18. Katsnelson BG, Petnikov VG. Shallow water acoustics. Moscow: Nauka; 1997. 193 p. (in Russian)
19. Urick RJ. Principles of underwater sound. New York: McGraw-Hill; 1975.
20. Morgan DR., Smith TM. Coherence effects on the detection performance of quadratic array processors, with applications to large-array matched-field // The Journal of the Acoustical Society of America. 1990;87(2):737–747. doi:10.1121/1.398888
21. Kuperman WA, Ingenito F. Spatial correlation of surface-generated noise in a stratified ocean // The Journal of the Acoustical Society of America. 1980;67:1988–1996. doi:10.1121/1.384439

Об авторах

БУРДУКОВСКАЯ Вера Геннадьевна, научный сотрудник ИПФ РАН, ORCID 0000-0002-1557-6729, Scopus AuthorID6504075366, SPIN-код (РИНЦ): 3950-4486, e-mail: bvg@ipfran.ru

РАЕВСКИЙ Михаил Алексеевич, старший научный сотрудник ИПФ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID0000-0002-7914-4810, Scopus AuthorID6602674679, WoS ResearcherID ABF-2016-2020, e-mail: raevsky@appl.sci-nnov.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-7
EDN IHVFKX

УДК 534.23

© В. Н. Драченко¹, Г. Н. Кузнецов^{1*}, А. Н. Михнюк², 2025

¹Институт общей физики им. А.М. Прохорова Российской академии наук, 119991, г. Москва, ул. Вавилова, 38

²Российский университет дружбы народов, 117198, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 6

*skbmortex@mail.ru

Оценка координат широкополосного источника звука в океане комбинированным методом с использованием углов скольжения и интерференционной структуры на апертуре антенны

Статья поступила в редакцию 15.08.2024, после доработки 26.05.2025, принята в печать 17.06.2025

Аннотация

Для оценки дальности и глубины шумящих источников рекомендуется применять вертикальные антенны и алгоритмы обработки, учитывающие свойства волновода. Ниже установлено, что вертикальная антенна даже с небольшой апертурой может оценивать дальность и глубину источника в глубоком море на достаточно большом интервале расстояний и в случае, когда полная информация о модели сигнала не используется, но обрабатывается информация одновременно с применением двух дополняющих друг друга алгоритмов, учитывающих в вертикальной плоскости углы прихода лучевых сигналов и интерференцию звукового давления на апертуре антенны. Показано, что в зимних условиях оценка дальности и глубины источника может производиться и в зоне тени, а летом — преимущественно в ближней зоне акустической освещенности.

Ключевые слова: вертикальная антенна, передаточная функция волновода, оценка дальности и глубины источника, комбинированная обработка, использующая частично согласованные со средой алгоритмы

© V. N. Drachenko¹, G. N. Kuznetsov^{1*}, A. N. Mikhnyuk², 2025

¹Prokhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, 38 Vavilova Str., Moscow, 119991, Russia

²Patrice Lumumba Peoples' Friendship University of Russia, 6 Miklukho-Maklaya Str., Moscow, 117198, Russia

*skbmortex@mail.ru

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

Received 15.08.2024, Revised 26.05.2025, Accepted 17.06.2025

Abstract

To estimate the range and depth of noisy sources, it is recommended to use vertical antennas and processing algorithms that take into account the properties of the waveguide. Below, it is shown that a vertical antenna can estimate the range and depth of a

Ссылка для цитирования: 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.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-7) EDN: IHVFKX

For citation: Drachenko V.N., Kuznetsov G.N., Mikhnyuk A.N. 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)

source in the deep sea over a sufficiently large range of distances and in the case when full information about the signal model is not used, but the information is processed simultaneously using two complementary algorithms that take into account the angles of arrival of beam signals in the vertical plane and the interference of sound pressure at the antenna aperture.

Keywords: vertical antenna, waveguide transfer function, source range and depth estimation, combined processing using partially environment-matched algorithms

1. Введение

При априорной определенности условий распространения и моделей сигнала и помех оценка координат подводных шумоподобных источников производится наиболее эффективно при учете передаточной функции волновода (ПФВ) [1–7]. При этом можно учесть как характеристики сигналов в источнике, так и их трансформацию при распространении в волноводе — в том числе при перемещении источника за время наблюдения. Но при таком подходе возникают большие затруднения в связи с необходимостью учета свойств ПФВ, зависящей от характеристик грунта, вертикального профиля скорости звука (ВРСЗ) и профиля глубин моря вдоль трассы распространения. Такая информация, как правило, известна в ограниченном объеме или отсутствует [1, 2, 7, 8]. Задача существенно усложняется, если необходимо учитывать движение источника или приемной системы и выполнять перебор вероятных координат по направлениям и скоростям относительного движения. В такой ситуации из-за неопределенности траектории движения «акустическая калибровка» [8] волновода, на основе которой производится идентификация модели ПФВ, оказывается недостаточной.

Задача становится еще более сложной, а, может быть, не решаемой, если нужно учитывать динамическую изменчивость свойств среды во времени и по пространству, хотя известны примеры, когда для учета изменчивости среды ставится и на определенном уровне решается задача оперативной океанографии [9, 10].

В этих условиях становится актуальной задача поиска решений, с одной стороны, учитывающих основные свойства ПФВ, а с другой — менее чувствительных к неточности используемой при обработке информации о волноводе, моделях сигнала и помех [11]. Такие алгоритмы в настоящее время изучаются и нашли применение. Среди них можно выделить алгоритмы, учитывающие угловую структуру сигналов и спектры временных задержек между принятыми сигналами, пришедшими по разным лучам.

В работе [12] исследуется возможность и эффективность учета указанных свойств сигналов при размещении вертикальных антенн на объемном носителе. В [13] получены и в общем виде изучены аналитические соотношения для расчета потенциальной точности определения положения источника в морском волноводе. В [14] разработаны и испытаны технические средства и алгоритмы для оценки дальности и глубины источников стационарными глубоководными системами подводного наблюдения с вертикальными антеннами. При этом используются крутые лучи, обладающие повышенной «устойчивостью» [15] к сезонным изменениям распределения скорости звука.

В [16, 17] также применительно к стационарным глубоководным гидроакустическим средствам предложены и исследуются методы оценки дальности и глубины движущегося источника, использующие кепстральную обработку совместно с анализом соотношения интервалов времени, в течение которых источник будет пересекать «рюмочные» характеристики направленности, образованные вертикальной придонной антенной.

В ряде работ изучаются особенности решения поставленной задачи в условиях подводного звукового канала [18, 19], при этом для повышения помехоустойчивости используется оригинальная «консолидированная» обработка сигнала на апертуре вертикальной антенны. Как следствие, удастся синфазно «собрать» сигналы и создавать «кумулятивный эффект». В результате увеличивается мощность принимаемого сигнала и повышается пространственная избирательность по расстоянию и глубине источника.

Представляют также определенный интерес рекомендуемые для глубокого океана [20, 21] методы оценки дальности и глубины источника с использованием амплитудно-фазовой структуры вытекающих и захваченных мод, формирующих пары (группы) сигналов, отраженных от свободной поверхности и от поверхности и дна. В частности, установлено, что даже упрощенные алгоритмы имеют существенные ограничения на применение в связи с нестабильностью свойств среды или недостаточной разрешающей способностью приемных антенн. Например, показано, что при работе на границе ближней зоны акустической освещенности принятые лучи «слипаются» и для их «разрешения» необходимы антенны с большой апертурой. Но, как известно [22], антенны больших волновых размеров на течении могут отклоняться от вертикальной ориентации, деформируются и теряют разрешающую способность. Как следствие, применение таких антенн может оказаться не эффективным, если не выполнять специального позиционирования каждого ги-

дрофона [23]. Кроме того, на больших вертикальных апертурах для согласованной с ПФВ обработки следует учитывать зависимость от глубины приема структуры конгруэнции лучей в вертикальной плоскости [24]. В [25] этот вопрос детально изучается с точки зрения влияния размеров вертикальной антенны на эффективность пространственной локализации широкополосного источника. Даются полезные практические рекомендации.

Обстоятельный современный анализ различных алгоритмов и их обобщение применительно к горизонтальным и вертикальным антеннам содержится в [26].

Отметим, что в ряде случаев для оценки одновременно дальности и глубины анализа только угловых спектров или временных задержек недостаточно. В этих условиях рекомендуется использовать совместно нескольких дополняющих друг друга алгоритмов. Ниже рассматриваются два таких алгоритма, и путем компьютерного моделирования демонстрируется эффективность раздельного и совместного их применения с использованием сравнительно коротких вертикальных антенн.

2. Оценка углов прихода сигналов на апертуру антенны

Структуру звукового поля в глубоком море удобно исследовать с использованием лучевой модели или модового ВКБ-приближения. В рамках лучевой модели поле источника на апертуре приемной антенны представляется суммой лучей — квази-плоских волн, каждая из которых характеризуется своим углом прихода и своим временем распространения от источника до приемника. Рассмотрим эту модель подробнее.

Пусть $\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R$ — координаты точек излучения и приема. Тогда модель прямого звукового поля от ненаправленного единичного источника на приемнике будет иметь вид:

$$p_S(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R; \omega) = \sqrt{\frac{W \rho c}{4\pi}} S(\omega) \sum_{i=1}^{M(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)} A_i(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R) e^{i\omega t_{\mu}(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)}, \quad (1)$$

где W — мощность излученного сигнала, ρc — волновое сопротивление (импеданс) среды; $M(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)$ — число лучей, соединяющих точки излучения и приема, $A_{\mu}(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)$ — амплитуда поля единичного источника, прошедшего по μ -му лучу, $\mu = \overline{1, M(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)}$; $t_{\mu}(\mathbf{r}_S, \mathbf{r}_R)$ — время распространения сигнала по μ -му лучу.

Искомым и, соответственно, требующим оценки, является вектор координат источника $\vec{r}_S$. Будем считать, что параметры вектора поля $\vec{\Psi}$ известны частично: глубины волновода и приемной антенны, ВРСЗ, параметры антенны, диапазон рабочих частот, а также грубая оценка параметров грунта. Будем считать, что спектр шумов моря и их корреляционную матрицу $P(\omega)$ и $Q_P(\omega)$ можно оценить на апертуре АР до появления источника в зоне обзора. Это позволит повысить разрешение по углу за счет учета свойств угловой структуры поля помех. Прием сигналов будем выполнять вертикальной скалярной антенной в ближней зоне акустической освещенности (БЗАО) и примыкающем к ней участке зоны тени (ЗТ). С ее помощью в БЗАО можно определить углы скольжения (прихода) «прямого» луча θ_1 и лучей, отраженных от свободной поверхности моря или от дна θ_2 . Для этого на выбранных частотах сигналов сформируем в вертикальной плоскости отклик антенны как функцию углов компенсации:

$$U(\alpha, r) = \sum_{n=1}^N A_n(r) e^{i[\varphi_n(r) - (2\pi f / \bar{c}_0)(n-1)\Delta z \sin \alpha]}, \quad (2)$$

где N — количество приемников в антенне, Δz — интервал между ними, $\bar{c}_0$ — скорость звука в воде, $A_n(r)$ и $\varphi_n(r)$ — амплитуда и фаза сигнала на выходе n -го приемника, α — угол компенсации.

3. Оценка расстояния до источника и его глубины с использованием интерференционной структуры поля на апертуре антенны

Оценку дистанции до шумящего объекта и его глубины можно выполнить, используя один из возможных вариантов согласованной с акустическим полем обработки (matched-field-processing). Такая обработка является обобщением корреляционной обработки и учитывает сложную интерференционную структуру сигнального поля, создаваемого источником в морском волноводе на апертуре приёмной антенны. В этом случае вместо одной сигнальной волны, принимаемой от источника в свободном пространстве, необходимо учитывать набор пространственных гармоник (нормальных волн или лучей). Пространственные гармоники взаимодействуют друг с другом, что приводит к образованию интерференционной картины (ИК), вид которой зависит от частоты сигнала и координат приемников и источника в морском волноводе.

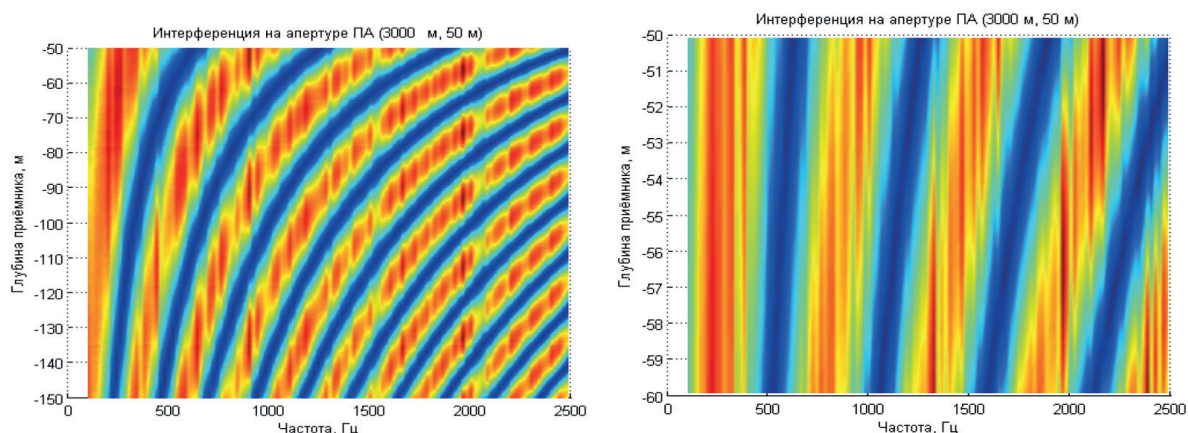


Рис. 1. Интерференционная структура звукового давления на апертуре вертикальной приемной антенны размером 100 м (слева) и 10 м (справа)

Fig. 1. Interference structure of sound pressure on the aperture of a vertical receiving antenna with a height of 100 m (left) and 10 m (right)

На рис. 1 приведены примеры интерференционной структуры поля на апертуре вертикальных антенн с апертурой 100 и 10 м. Расчеты выполнены в условиях глубокого моря (Норвежское море, глубина 3500 м (69.3315°с.ш., 4°з.д.), февраль (рис. 2, б). Источник сигнала находился на глубине 50 м при дистанции 3 км. Глубины расположения приемников указаны на вертикальной оси рисунков. Из рис. 1 следует, что интерференция в глубоком море из-за малого количества энерго-несущих лучей, оказывающих влияние на формирование ИК, имеет крупномасштабную структуру и формируется на апертуре как протяженных (рис. 1, а), так и коротких антенн (рис. 1, б). Сравним возможность использования характеристик интерференции на примере Норвежского моря в летних и зимних условиях.

Вертикальное распределение скорости звука (ВРСЗ) для августа показано на рис. 2, а, для февраля — на рис. 2, б. Параметры грунта, принятые при расчетах: скорость звука 1600 м/с, плотность — 1,6 г/см³, потери в грунте — 0,25 дБ/λ₁.

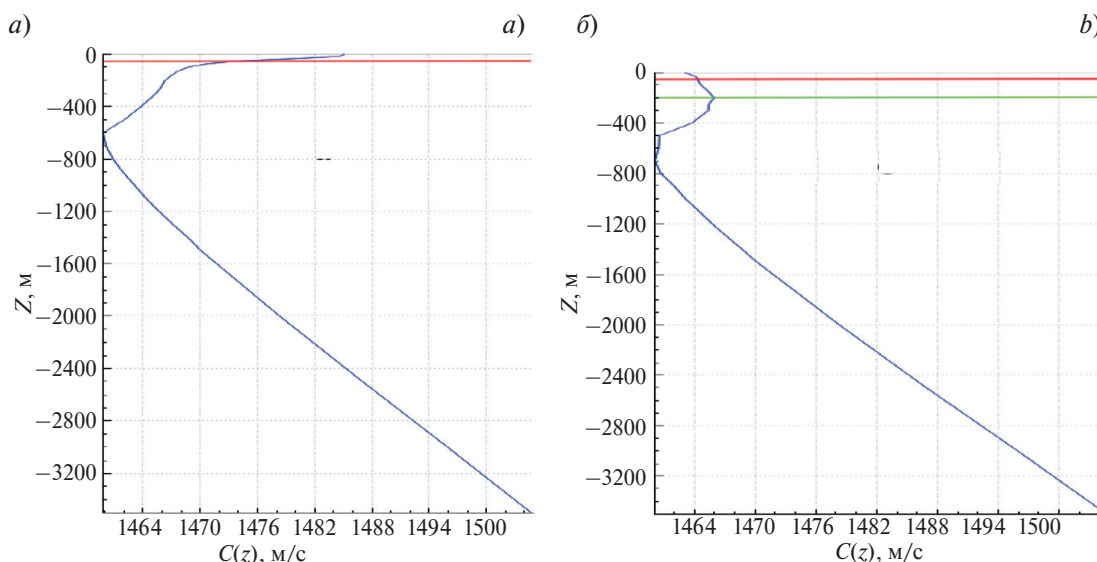


Рис. 2. Вертикальные распределения скорости звука в летний и зимний периоды

Fig. 2. Sound speed profiles in summer and winter periods

Спадание поля с увеличением r рассчитано по программе, использующей модовое ВКБ приближение [27, 28], (рис. 3, а — для лета, рис. 3, б — для зимы). Частота звука соответствует интервалу между приемниками $\lambda/2$ для вертикальной антенны и равна $f = c/\lambda = 1475/0,625 = 2360$ Гц. На рис. 3 обозначено:

(1) — зависимость уровня амплитуды звукового давления (дБ) от расстояния до источника в летних (а) или зимних (б) условиях, (2) — цилиндрическое спадание уровня сигнала при $f = 2360$ Гц, $z_s = 50$ м, $z = 55$ м. Видно, что и в летних, и в зимних условиях в ближней зоне акустической освещенности (БЗАО) наблюдается зона Ллойдовской интерференции [15], связанная с взаимодействием прямого и отраженного от свободной поверхности лучей. После БЗАО формируется зона тени (ЗТ), в которой в летних условиях водные, вытекающие и захваченные моды имеют малые амплитуды и оценка координат источника в ЗТ маловероятны [27, 28].

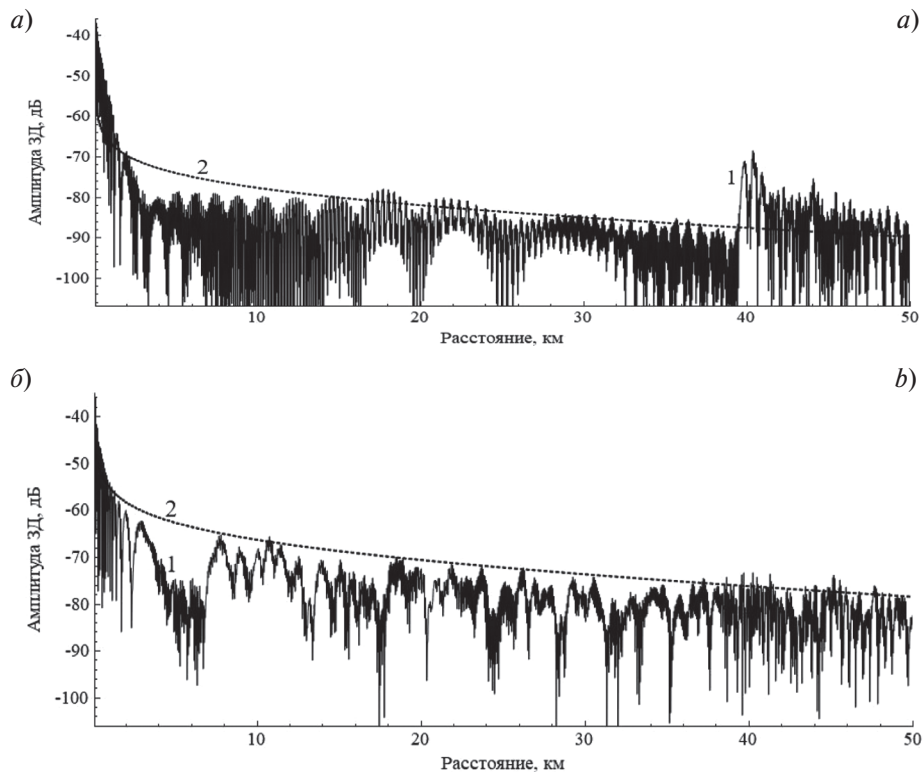


Рис. 3. Зависимости звукового давления от расстояния до источника летом и зимой

Fig. 3. Sound pressure dependence on the distance to the source in summer and winter

Более интересная ситуация может сложиться в зимних условиях, когда и если приповерхностный канал захватит и сформирует в ЗТ несколько водных и водно-поверхностных лучей. На рис. 3, б видно, что зимой антенна принимает водные и вытекающие моды и на расстояниях, начиная с 7–8 км, в приповерхностном канале формируются рефрагированные лучи, и уровень сигналов увеличивается почти на 15 дБ. В результате суммарные сигналы спадают по закону, близкому к цилиндрическому. Это позволяет допустить возможность помехоустойчивого обнаружения и оценки координат не только в БЗАО, но и на больших расстояниях.

Ниже для заданных глубин приема и излучения сравниваются результаты оценок координат в летних и зимних условиях.

Для оценки дистанции и глубины удаленного источника с использованием интерференционной картины выполним следующие операции.

А.1. Вычисление матрицы опорных (теоретических) ИК на апертуре антенны при заданных координатах приемника и различных положениях удаленного источника.

А.2. С помощью полевой программы для заданных частоты звука, гидро-физических условий (ГФУ) и глубинах расположения АР рассчитываем параметры пространственных гармоник для каждого приемника вертикальной антенны, соответствующих сигналу удаленного источника при его различных положениях и различных частотах (в узлах заданной сетки (r, z)).

А.3. По рассчитанным параметрам формируем сигналы $S_{Ti}(t|r, z)$ на приемных элементах.

А.4. Вычисляем ИК на апертуре антенны — зависимости амплитуды от частоты для всех приёмных элементов и узлов заданной сетки (r, z) : $F_{Ti}(\omega|r, z) = \left| \text{fft}(S_{Ti}(t|r, z)) \right|$.

Б. По принятым сигналам $S_{Ei}(t)$ вычисляем текущую (экспериментальную) ИК на апертуре АР:
 $F_{Ei}(\omega) = \left| \text{fft}(S_{Ei}(t)) \right|$.

В. Вычисляем для выбранной частоты зависимости коэффициента корреляции экспериментальной ИК с теоретическими ИК, ранее рассчитанными с использованием известного ВРСЗ для различных вероятных координат источника:

$$K(r, z) = \sum_{i=1}^{Nh} \sum_{\omega=\omega_i}^{\omega_h} F_{Ti}(\omega | r, z) \cdot F_{Ei}(\omega) / \sqrt{W_T(r, z) \cdot W_E},$$

$$W_T(r, z) = \sum_{i=1}^{Nh} \sum_{\omega=\omega_i}^{\omega_h} F_{Ti}^2(\omega | r, z), \quad W_E = \sum_{i=1}^{Nh} \sum_{\omega=\omega_i}^{\omega_h} F_{Ei}^2(\omega).$$

Г. В качестве искомой оценки дистанции до источника и его глубины принимаем аргументы максимума вычисленной зависимости коэффициента корреляции $K(r, z)$.

Отметим также, что в БЗАО, как видно на рис. 1, при фиксированной глубине приёмника наблюдается постоянство периода интерференционной картины по частоте — это обусловлено постоянством задержек между лучами. В свою очередь разность фаз звукового давления связана с частотой и задержкой линейной зависимостью: $\Delta\phi = \Delta t \cdot f$. Как известно, максимум интерференции наблюдается при условии $\Delta\phi_k = 2\pi k$, где k — целое число. Так как период интерференционной картины по частоте равен расстоянию по частоте между двумя соседними максимумами, то получаем $T_f = f_{k+1} - f_k = \frac{\Delta\phi_{k+1} - \Delta\phi_k}{\Delta t} = \frac{2\pi(k+1) - 2\pi k}{\Delta t} = \frac{2\pi}{\Delta t}$. Следовательно, при постоянной задержке между лучами Δt имеем $T_f = \text{const}$.

Близкая к периодичности зависимость наблюдается также и вдоль вертикальной апертюры антенны. Но период интерференционной картины по глубине приёмника при фиксированной частоте будет не постоянным, так как зависимость задержек между лучами от глубины излучателя (буква И) нелинейная. Это видно из выражения для задержки между поверхностным и водным (буквы П и В) лучами (в простейшем случае, при $c(z) = \text{const}$):

$$\Delta t = t_{\text{П}} - t_{\text{В}} = \frac{1}{c} \left(\sqrt{r^2 + (z_{\text{И}} + z_{\text{П}})^2} - \sqrt{r^2 + (z_{\text{И}} - z_{\text{П}})^2} \right).$$

Эти оценки можно использовать при моделировании или обработке экспериментальных данных для проверки точности оценки дальности и глубины с использованием интерференционной структуры.

4. Моделирование и оценка эффективности принятых алгоритмов

4.1. Оценка координат источника по углам скольжения

Рассмотрим эффективность оценки расстояния до источника и его глубины по углам прихода (скольжения) лучей. Оценки углов скольжения при заданном ВРСЗ позволяют построить траектории обратных лучей. Дальности и глубины источника определяются точками пересечения лучей.

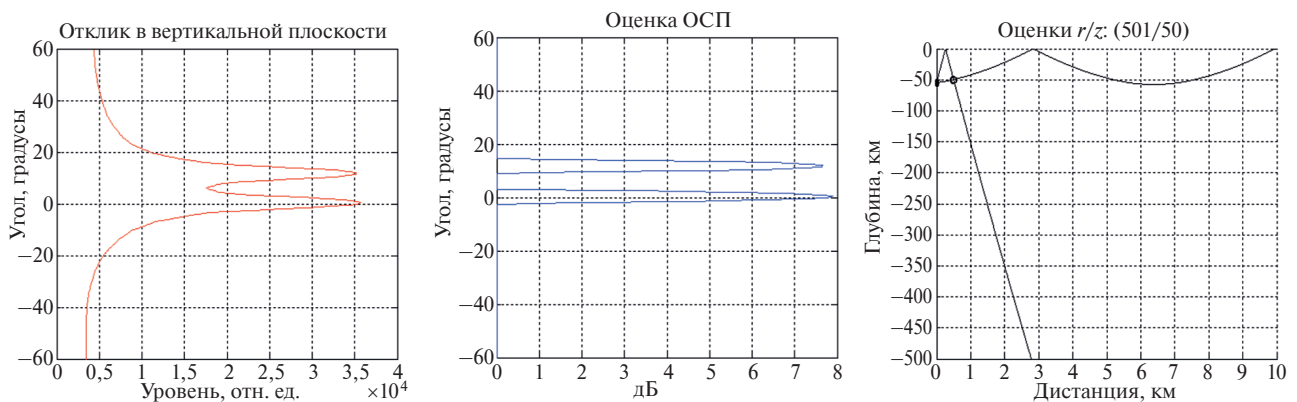


Рис. 4. Дистанция 500 м

Fig. 4. Distance 500 m

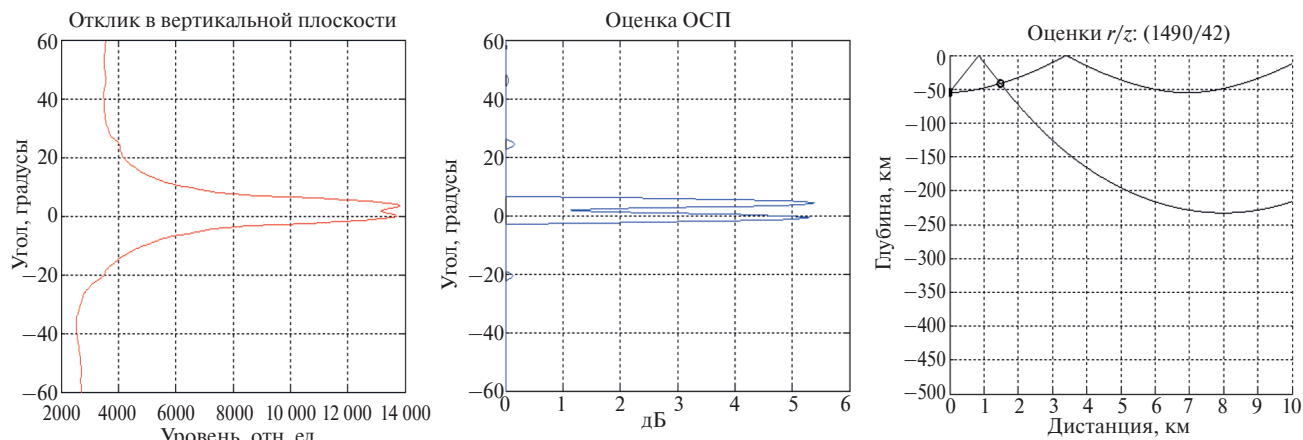


Рис. 5. Дистанция 1500 м

Fig. 5. Distance 1500 m

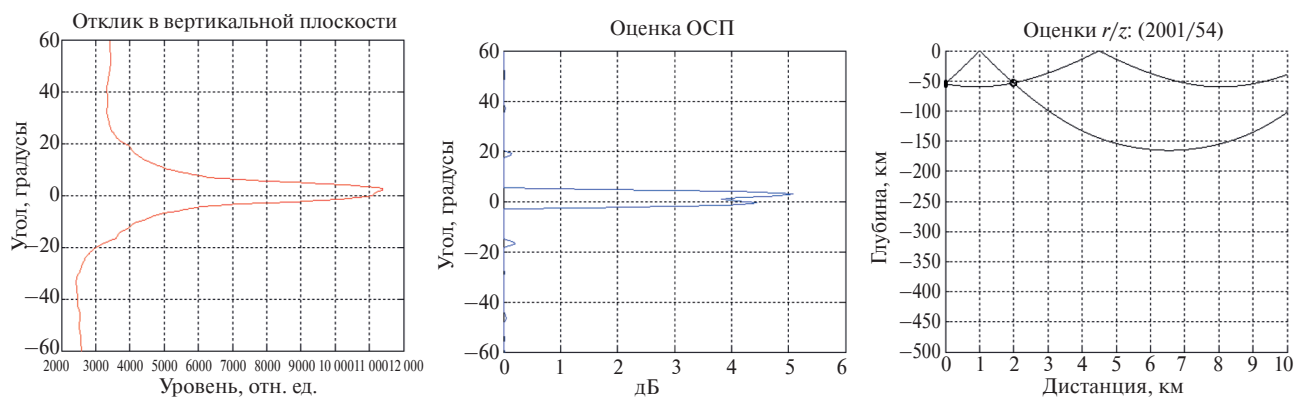


Рис. 6. Дистанция 2500 м

Fig. 6. Distance 2500 m

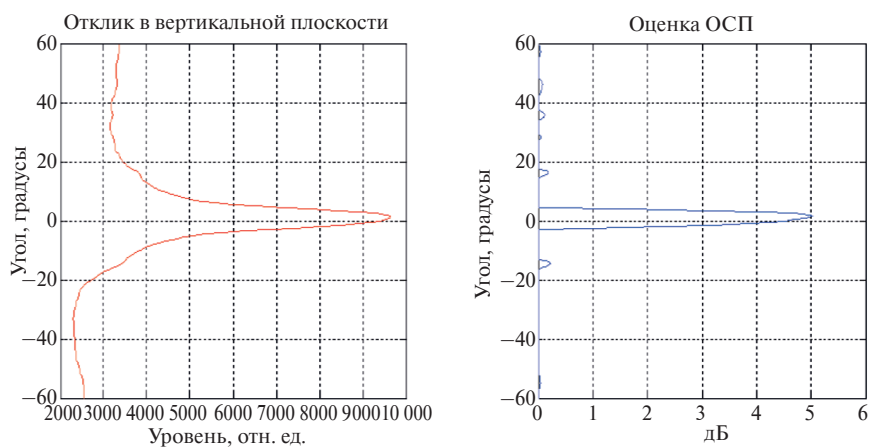


Рис. 7. Дистанция 3000 м

Fig. 7. Distance 3000 m

На рис. 4–8 слева-направо приведены угловые спектры, оценки отношения сигнал/помеха (ОСП) и лучевые картины для летних условий при различных расстояниях до источника. Видно, что в глубоком море

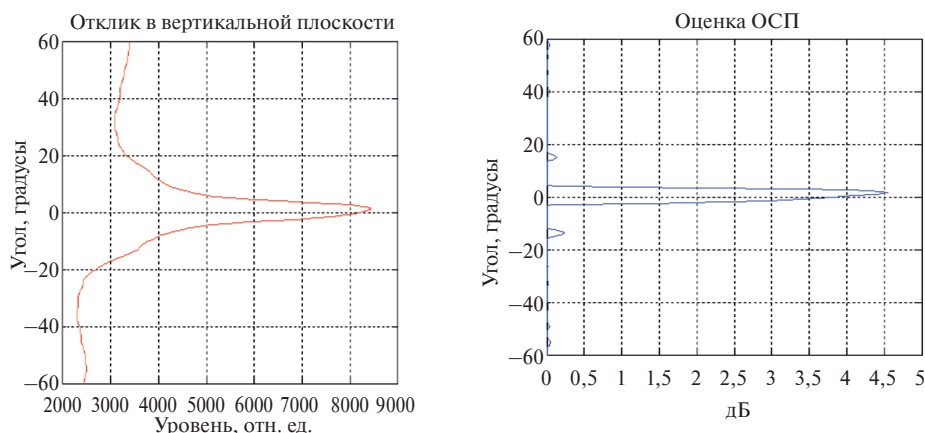


Рис. 8. Дистанция 5000 м

Fig. 8. Distance 5000 m

для заданных глубин расположения приемника и источника оценить дистанцию и глубину источника по углам скольжения лучей на расстояниях более 2,5 км не удастся, так как углы скольжения прямого и отражённого от поверхности лучей «сливаются».

4.2. Оценка расстояния до источника и его глубины по интерференционной структуре поля на апертуре антенны

Как отмечалось выше, оценку дистанции до шумящего объекта и его глубины можно выполнить, используя согласованную с акустическим полем обработку (matched-field processing). Такая обработка является обобщением корреляционной обработки сигнального поля, создаваемого удалённым источником на входе приёмной антенной решётки (АР). В качестве оценки дистанции до источника и его глубины принимаем аргументы максимума зависимости коэффициента корреляции $K(r, z)$ (рис. 9).

Моделирование выполним для вертикальных антенн с апертурой 100 м и 10 м для зимних условий при глубине источника 50 м. Рассчитанные оценки глубины указаны стрелками. Из анализа рис. 9–10 видно, что зимой по интерференционной структуре на апертуре антенны высотой 100 м можно получить точную оценку координат источника на дистанциях до 10 км, то есть в ближней зоне акустической освещённости и на начальном участке зоны тени (при условии достаточного отношения сигнал/помеха).

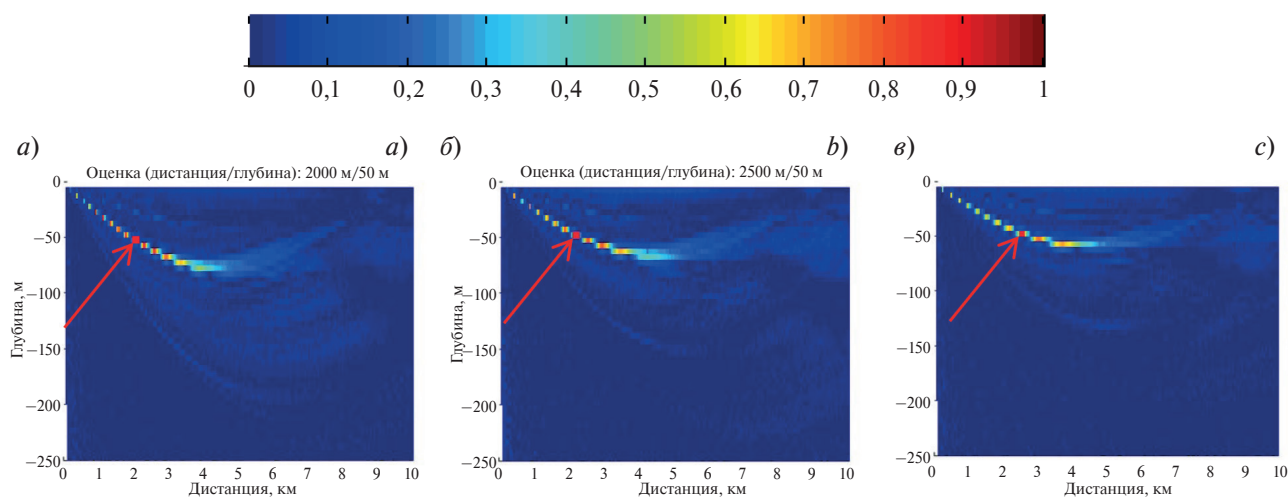


Рис. 9. Оценки координат источника на дистанциях 2000 (а), 2500 (б) и 3000 м (в). Цветовая шкала соответствует величине коэффициента корреляции

Fig. 9. Dependences of source coordinates at distances of 2000 (a), 2500 (b) and 3000 m (c). The color scale corresponds to the value of the correlation coefficient

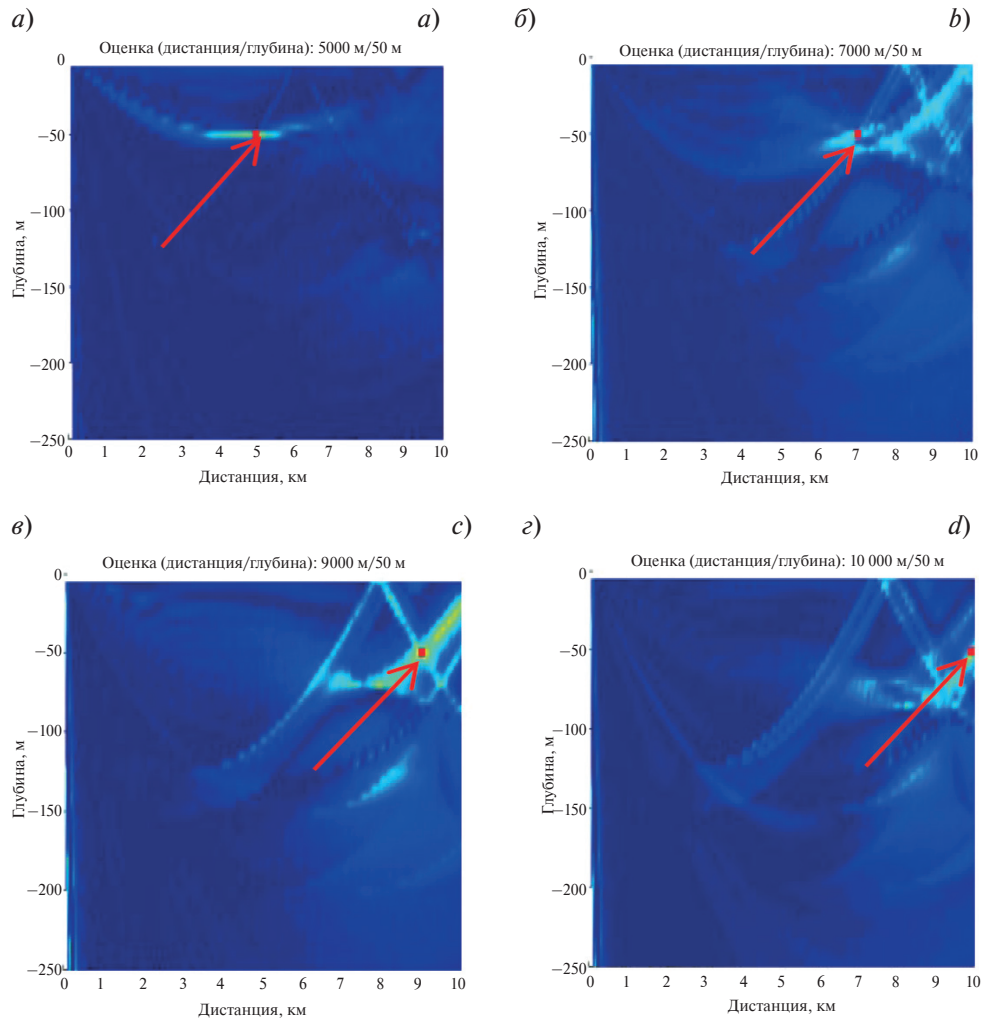


Рис. 10. Оценки координат источника на дистанциях 5000 (а), 7000 (б), 9000 (в) и 10000 м (г). Цветовая шкала соответствует величине коэффициента корреляции (см. рис. 9)

Fig. 10. Estimates of source coordinates at distances of 5000 (a), 7000 (b), 9000 (c) and 10000 m (d). The color scale corresponds to the value of the correlation coefficient (see Fig. 9)

Ниже на рис. 11–13 также для зимних ГФУ, соответствующих рис. 2, б, и расстояний 2,8–9 км приведены результаты моделирования для вертикальной антенны с апертурой 10 м.

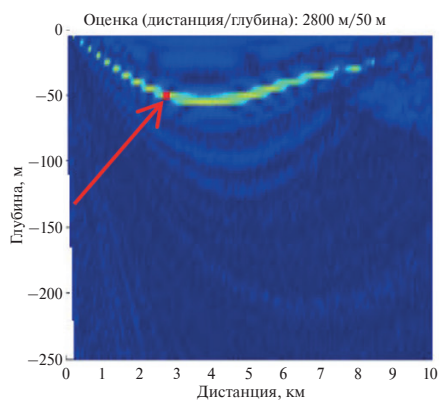
Из полученных результатов следует, что однозначная оценка координат источника сигнала с помощью антенны высотой 10 м возможна не всегда — для этого необходимо, чтобы число энерго-несущих лучей было больше, чем два. В случаях, когда интерференционная структура формируется двумя лучами (рис. 11, 12), также получаем не однозначную оценку. В этом случае кроме интерференции в качестве дополнительной информации можно использовать оценку угла скольжения лучей, полученную по максимуму отклика антенны. С целью получения однозначной оценки дальности и глубины будем использовать одновременно два алгоритма. Рассмотрим эффективность такой комбинированной обработки.

5. Оценка координат источника комбинированным методом по углам скольжения и интерференционной структуре. Размер вертикальной антенны 10 м

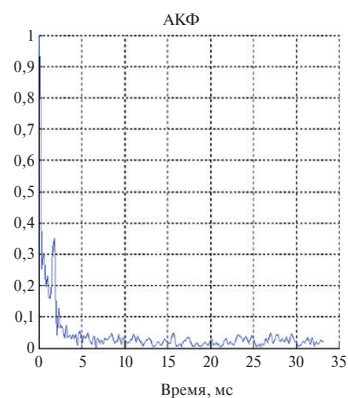
Комбинированный алгоритм оценки координат шумящего объекта использует интерференционную картину, создаваемую его сигналом на апертуре приёмной антенны, и угол скольжения обнаруженного луча с максимальной амплитудой. Расчеты выполнены также для Норвежского моря при зимних ГФУ, соответствующих февралю (рис. 2, б).

В условиях глубокого моря оценить по углам скольжения лучей дистанцию и глубину источника сигнала на расстояниях более 2,5 км не получается, так как углы скольжения прямого и отражённого от поверхности лучей «сливаются», и в отклике приёмной антенны наблюдается только один пик (см. рис. 11 и 12).

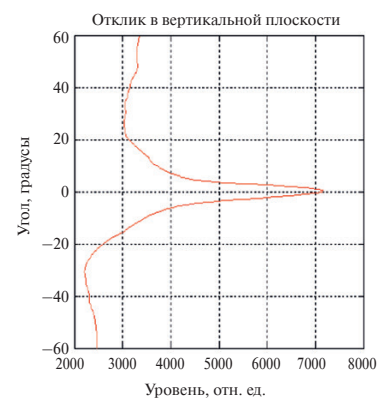
Оценка координат широкополосного источника звука в океане комбинированным методом с использованием углов скольжения...
Estimation of Coordinates of a Broadband Sound Source in the Ocean by a Combined Method Using Grazing Angles...



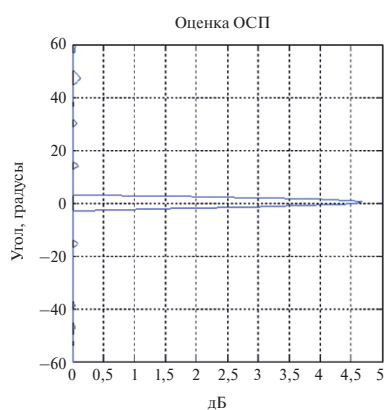
Оценка координат



АКФ



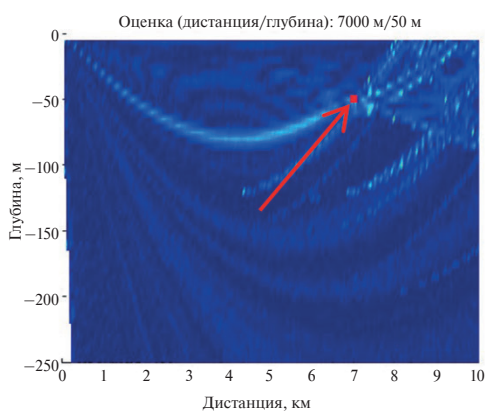
Отклик АР



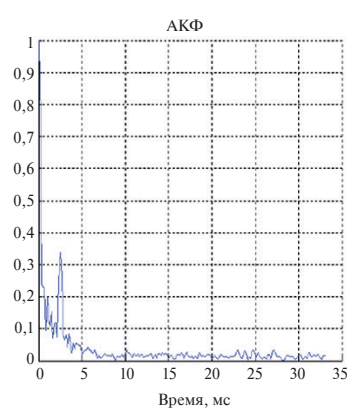
ОСП

Рис. 11. Оценка координат источника на дистанции 2800 м

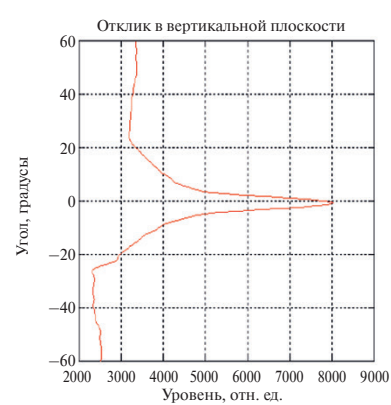
Fig. 11. Estimation of source coordinates at distance 2800 m



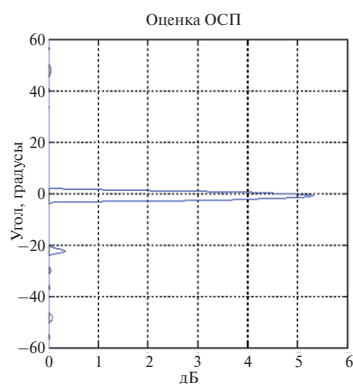
Оценка координат



АКФ



Отклик АР



ОСП

Рис. 12. Оценка координат источника на дистанции 7000 м

Fig. 12. Estimation of source coordinates at distance 7000 m

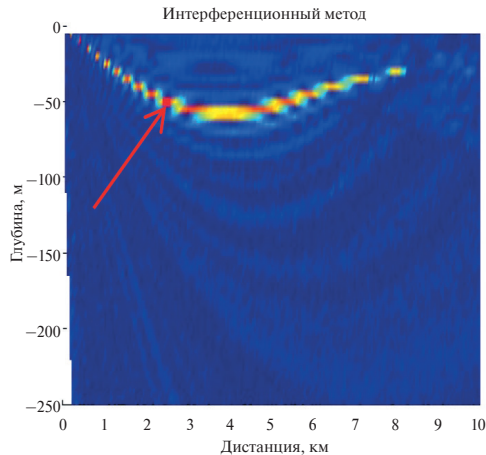


Рис. 13. Дистанция 2500 м

Fig. 13. Distance 2500 m

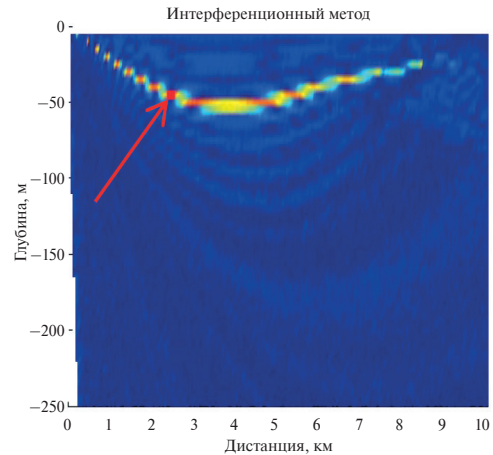


Рис. 14. Дистанция 3000 м

Fig. 14. Distance 3000 m

С помощью интерференционного метода на этих дистанциях также не удаётся получить однозначную оценку координат источника, но данный метод даёт на разных дистанциях точные оценки глубины источника — при неопределённости расстояния (рис. 13, 14). На рис. 15 зависимость глубины от дистанции изображена пунктирной линией, а сплошной линией, как и ранее, изображены траектории лучей с углами скольжения, полученными по максимуму отклика вертикальной антенны. Координаты точки пересечения указывают место расположения источника.

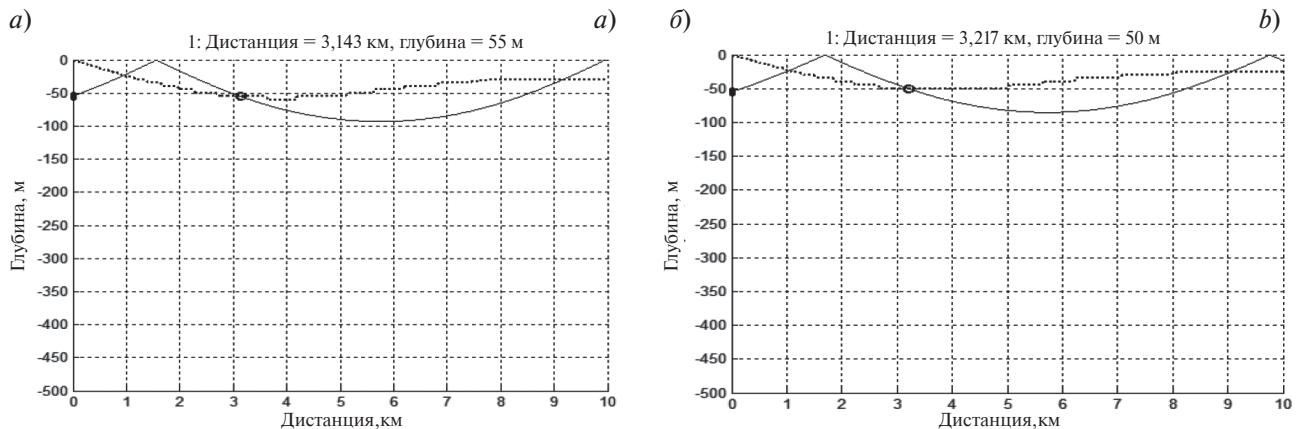


Рис. 15. Оценка координат источника комбинированным методом на дистанциях 2800 (а) и 3000 м (б)

Fig. 15. Estimation of source coordinates by a combined method at distances of 2800 (a) and 3000 m (b)

Приведенные графики подтверждают работоспособность комбинированного метода при одновременной оценке дистанции и глубины источника. Также из приведенных результатов следует, что наблюдаемые ошибки полученных оценок обусловлены, в основном, ошибками оценки угла скольжения луча, а пунктирная линия, которая получена интерференционным методом, проходит через истинные координаты источника.

Далее приведены результаты, полученные с помощью комбинированного метода для дистанций до источника сигнала 4, 5 и 6 км. Отметим, что зимой при больших дистанциях (до 9–10 км) интерференционный метод даёт однозначную оценку координат и без учета углов скольжения. Причина — расщепление и, как следствие — размножение и разрешение лучей в зоне приповерхностного термического канала при зимних условиях.

Отметим, что первое пересечение на рис. 15–16 можно не учитывать, так как на таких малых дистанциях лучи уверенно разделяются по углам скольжения.

Из полученных результатов следует, что комбинированный метод позволяет оценить дистанцию до шумящего объекта и его глубину даже в тех случаях, когда лучи не разрешаются ни по пространству, ни по времени прихода сигналов.

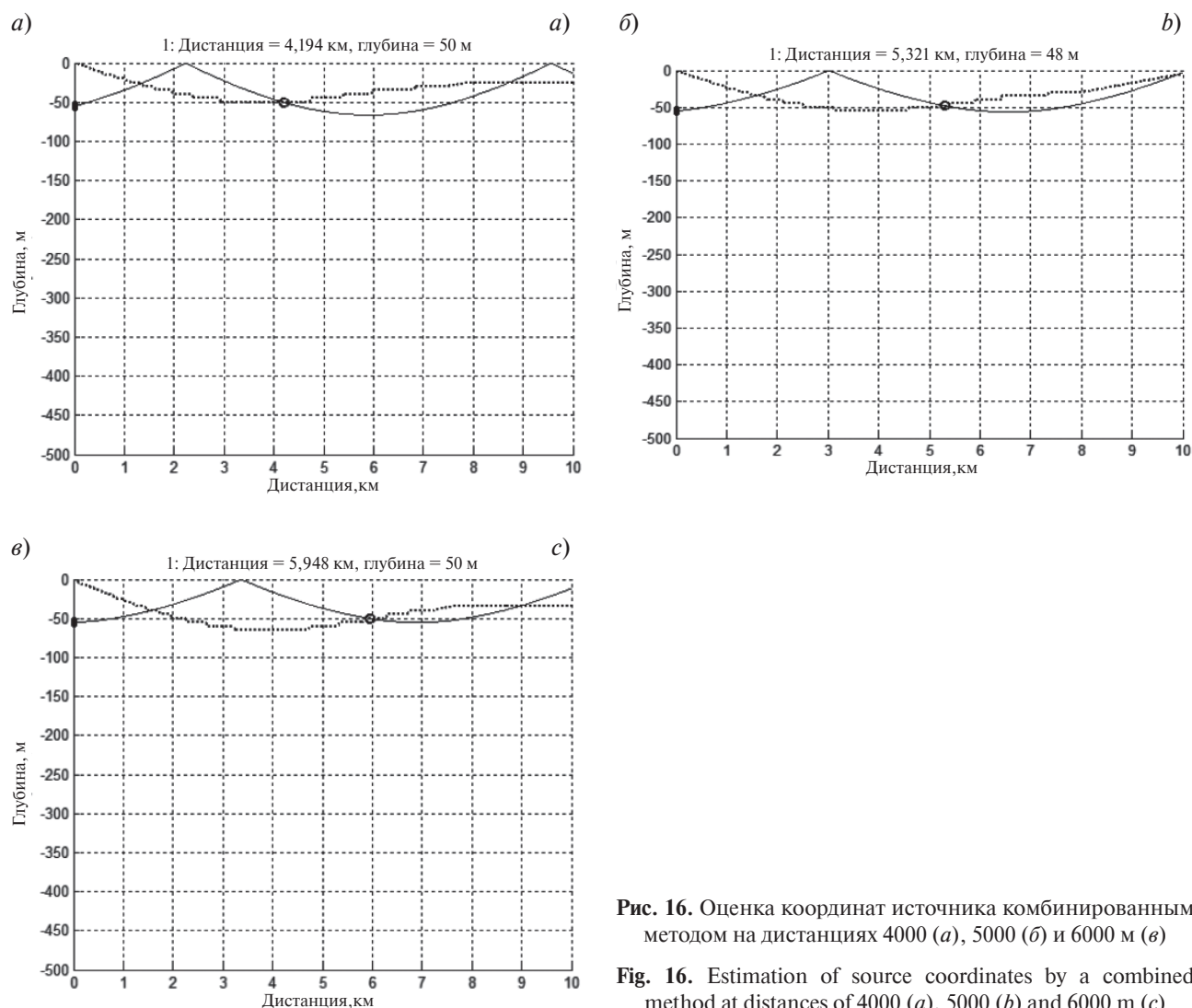


Рис. 16. Оценка координат источника комбинированным методом на дистанциях 4000 (а), 5000 (б) и 6000 м (в)

Fig. 16. Estimation of source coordinates by a combined method at distances of 4000 (a), 5000 (b) and 6000 m (c)

6. Заключение

Разработаны и исследованы алгоритмы, использующие для оценки в глубоком море дальности до источника и его глубины сравнительно короткие вертикальные антенны и параметры поля сигналов: углы прихода (скольжения) и/или интерференционную структуру на апертуре антенны. Алгоритмы могут использоваться для решения поставленной задачи при моделировании или обработке экспериментальных данных, полученных в морских условиях.

В результате выполненных исследований установлено или подтверждено:

- оценка дальности и глубины источника с использованием углов скольжения возможна в БЗАО только на малых расстояниях — до тех пор, пока лучи разрешаются;
- для оценки дальности и глубины с использованием интерференционной структуры на апертуре антенны не только в БЗАО, но и в ЗТ, необходимо использовать антенны с большой апертурой. Антенна с апертурой 100 м в зимних условиях решает эту задачу на дальностях до 10 км. Летом дальность ограничивается размерами БЗАО;
- обработка интерференционной структуры на вертикальных антеннах с небольшой апертурой (например, 10 м) не дает однозначной оценки дальности и глубины источника, если в волноводе используется двухлучевая модель сигнала. Для обеспечения однозначности оценок требуется дополнительная информация;
- совместное применение двух разработанных алгоритмов, во-первых, увеличивает размеры зоны подводного наблюдения, в пределах которой возможна оценка координат источника, и, во-вторых, эта зона обнаружения становится сплошной, что повышает эффективность траекторного накопления. Комбинированный метод позволяет оценить дистанцию до шумящего объекта и его глубину даже в тех случаях, когда лучи не разрешаются ни по пространству, ни по времени прихода сигналов;

— для разделения источников на классы «надводный» и «подводный» источники достаточно применения только одного алгоритма — с анализом интерференционной структуры, позволяющей оценить глубину источника.

Литература

1. *Baggeroer A., Kuperman W., Schmidt H.* Matched field Processing: Source localization in correlated noise as an optimum parameter estimation problem // The Journal of the Acoustical Society of America. 1988. Vol. 83. P. 571–587. doi:10.1121/1.396151
2. *Baggeroer A.* Why did applications of MFP fail, or did we not understand how to apply MFP? // Proceeding of the 1st Int. Conference and Exhibition on Underwater Acoustic. Corfu Island. Greece: Heraklion, 2013. P. 41–49.
3. *Машиошин А.И.* Практические задачи гидроакустики, решаемые с использованием алгоритмов обработки сигналов, согласованных со средой их распространения (обзор) // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10, № 1. С. 37–48. doi:10.7868/S2073667317010051 EDN: YKUWIF
4. *Сазонтов А.Г., Малеханов А.И.* Согласованная обработка сигналов в подводных звуковых каналах (обзор) // Акустический журнал. 2015. Т. 61, № 2. С. 233–253 doi:10.7868/S0320791915020124 EDN: TJFQMN
5. *Коваленко В.В.* Проблемные вопросы реализации метода согласованной с полем сигнала обработки в гидроакустике // Гидроакустика. 2023. Т. 53, № 1, С. 39–60.
6. *Михнюк А.Н.* Определение координат источника звука с помощью согласованных с морским волноводом алгоритмов обработки сигналов // Акустический журнал. 2009. Т. 55, № 3. С. 401–406. EDN: KAVQRZ
7. *Drachenko V.N., Karishnev N.S., Kuznetsov G.N., Mikhnyuk A.N.* Estimation of the source distance and depth in a multipath waveguide using a vector-scalar antenna // Physics of Wave Phenomena. 2014. Vol. 22, No. 4. P. 1–12. doi:10.3103/S1541308X14040141 EDN: UFIUBP
8. *Белов А.И., Кузнецов Г.Н.* Методы и результаты акустической калибровки локальных зон мелкого моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2015. Т. 8, № 1. С. 68–78. EDN: TPRCL
9. *Коваленко В.В., Селезнев И.А.* Оперативная океанография в интересах акустического подводного наблюдения // Гидроакустика. 2023. Вып. 53, № 1. С. 89–107. EDN: EULJHE
10. *Коваленко В.В., Родионов А.А., Ванкевич Р.Е.* Методические основы построения систем оперативной океанографии в приложении к задачам подводного наблюдения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 4–19. doi:10.7868/S2073667321030011 EDN: SYRAXI
11. *Кузнецов Г.Н., Степанов А.Н.* Векторно-скалярные поля мультипольных гидроакустических источников, эквивалентных шумоизлучению морских объектов. М.: Изд-во «Буки-Веди», 2022. 304 с. EDN: QCRPKD
12. *Какалов В.А.* Исследование возможности определения координат цели по оценкам параметров пространственно-временной структуры многолучевого сигнала гидроакустической шумопеленгаторной системой. Дисс. на соиск. уч. ст. к. т.н., ЦНИИ «Морфизприбор», 1973 г.
13. *Бородин В.В.* Потенциальная точность определения положения источника в волноводе // Вопросы судостроения. Серия Акустика. 1983. № 16. С. 44–52.
14. *Кузнецов Г.Н.* Пояснительная записка по ОКР «Сангар». Сухуми: Гидрофизический институт МСП, 1979. 171 с.
15. *Роберт Дж. Урик.* Основы гидроакустики / пер. с англ. Л.: Судостроение, 1978. 444 с.
16. *Кузнецов Г.Н., Щекин И.Е.* Авторское свидетельство № 183384 СССР. Приоритет ИЗО от 01.12.1983 г.
17. *Кузнецов Г.Н., Кенигсбергер Г.В., Колинко В.Г.* Авторское свидетельство № 286264 СССР. Приоритет ИЗО от 16.06.1987 г.
18. *Волкова А.А., Консон А.Д.* Пространственная избирательность вертикально протяженной линейной антенны в подводном звуковом канале // Гидроакустика. 2023. Вып. 54, № 2. С. 80–89. EDN: UGJNOS
19. *Консон А.Д., Волкова А.А.* Локализация горизонта нахождения широкополосного источника вертикально протяженной линейной антенной // Гидроакустика. 2023. Вып. 56, № 4. С. 19–28. EDN: QJBZLC
20. *Yang Q., Yang K.* Sound source depth estimation based on multipath time delay in deep water // Acta Acustica. 2018. Vol. 104, No. 2. P. 363–368. doi:10.3813/AAA.919178
21. *Ran C., Kunde Y., Yuanliang M., et al.* Passive broadband source localization based on a Riemannian distance with a short vertical array in the deep ocean // The Journal of the Acoustical Society of America. 2019. Vol. 145. EL567–EL573. doi:10.1121/1.5111971
22. *Belov A.I., Kuznetsov G.N.* Characteristics of normal waves exited by vertical arrays in shallow sea // Physics of Wave Phenomena. 2006. Vol. 14, No. 3. P. 66–74.
23. *Kuznetsov G.N., Alekseev V.I., Glebova G.M.* Positioning of horizontal-vertically developed multielement arrays and vector-scalar modules // Physics of Wave Phenomena. 2001. Vol. 9, No. 4. P. 235–241.

24. Гительсон В.С., Глебова Г.М., Кузнецов Г.Н. Определение параметров коррелированных сигналов с использованием метода Прони // Акустический журнал // 1988. Т. 34, вып. 4. С. 170–172.
25. Информационная гидроакустика. Методы информационного обеспечения гидроакустическими средствами // Под общей редакцией д. т. н. А.Д. Консона. СПб.: изд. СПбГТУ «ЛЭТИ», 2023. 367 с.
26. Аксенов С.П. Верификация вычислительной программы в модовом ВКБ-приближении для мелкого и глубокого морей // Доклады XVII школы-семинара им. акад. Л.М. Бреховских «Акустика океана». М.: ИО РАН, 2020. С. 364–370. doi:10.29006/978-5-9901449-5-8-59 EDN: AQQITF
27. Aksenov S.P., Kuznetsov G.N. Determination of interference invariants in a deep-water waveguide by amplitude and phase methods // Physics of Wave Phenomena. 2021. Vol. 29, No. 1. P. 81–87. doi:10.3103/S1541308X21010015 EDN: GCIXTD

References

1. Baggeroer A, Kuperman W, Schmidt H. Matched field Processing: Source localization in correlated noise as an optimum parameter estimation problem. *The Journal of the Acoustical Society of America*. 1988;83:571–587. doi:10.1121/1.396151
2. Baggeroer A. Why did applications of MFP fail, or did we not understand how to apply MFP? *Proceeding of the 1st International Conference and Exhibition on Underwater Acoustic*. Corfu Island. Greece: Heraklion; 2013. p. 41–49.
3. Mashoshin AI. Underwater acoustics problems solving with using matched field processing. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2017;10(1):37–48. doi:10.7868/S2073667317010051 (In Russ.).
4. Sazontov AG, Malekhanov AI. Matched field signal processing in underwater sound channels (review). *Acoustical Physics*. 2015;61(2):213–230. doi:10.1134/s1063771015020128
5. Kovalenko VV. Problematic issues of implementation of the method of matched with the field of the expected signal processing in hydroacoustics. *Hydroacoustics*. 2023;53(1):39–60 (In Russ.).
6. Mikhnyuk AN. Determination of the source coordinates using signal processing algorithms matched to the oceanic waveguide. *Acoustical Physics*. 2009;55(3):411–416. doi:10.1134/S106377100903018X
7. Drachenko VN, Karishnev NS, Kuznetsov GN, Mikhnyuk AN. Estimation of the source distance and depth in a multipath waveguide using a vector-scalar antenna. *Physics of Wave Phenomena*. 2014;22(4):1–12. <https://doi.org/10.3103/S1541308X14040141>
8. Belov AI, Kuznetsov GN. Methods and results of acoustic calibration of shallow sea local zones. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2015;8(1):68–78 (In Russ.).
9. Kovalenko VV, Seleznev IA. operational oceanography for the benefit of acoustic underwater surveillance. *Hydroacoustics*. 2023;53(1):89–107 (In Russ.).
10. Kovalenko VV, Rodionov AA, Vankevich RE. Methodical base of operational oceanography systems creation in underwater surveillance tasks application. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021;14(3):4–19. doi:10.7868/S2073667321030011 (In Russ.).
11. Kuznetsov GN, Stepanov AN. *Vector-scalar fields of multipole hydroacoustic sources equivalent to noise emissions of marine objects*. M.: Publishing house «Buki-Vedi»; 2022. 304 p. (In Russ.).
12. Kakalov VA. Study of the possibility of determining target coordinates based on estimates of the parameters of the spatio-temporal structure of a multi-beam signal of a hydroacoustic noise direction-finding system [dissertation]. Central Research Institute «Morphizpribor»; 1973. (In Russ.).
13. Borodin VV. Potential accuracy of determining the position of a source in a waveguide. *Voprosy sudostroeniya. Seria Akustika*. 1983;16:44–52. (In Russ.).
14. Kuznetsov GN. *Explanatory note on the R&D project “Sangar”*. Sukhumi: Hydrophysical Institute of SMEs; 1979. 171 p. (In Russ.).
15. Urick RJ. *Principles of Underwater Sound*. McGraw–Hill: Book Company; 1975. 445 p.
16. Kuznetsov GN, Shchekin IE. Avtorskoe svidetel'stvo № 183384 SSSR. Prioritet IZO ot 01.12.1983 g.
17. Kuznetsov GN, Kenigsberger GV, Kolinko VG. Avtorskoe svidetel'stvo № 286264 SSSR. Prioritet IZO ot 16.06.1987 g.
18. Volkova AA, Konson AD. Spatial selectivity of vertically extended linear antenna in underwater sound channel. *Hydroacoustics*. 2023;54(2):80–89. (In Russ.).
19. Konson AD, Volkova AA. Localization of the horizon of a broadband source by a vertically extended linear antenna. *Hydroacoustics*. 2023;56(4):19–28. (In Russ.).
20. Yang Q, Yang K. Sound source depth estimation based on multipath time delay in deep water. *Acta Acustica*. 2018;104(2):363–368. doi:10.3813/AAA.919178

21. Ran C, Kunde Y, Yuanliang M, et al. Passive broadband source localization based on a Riemannian distance with a short vertical array in the deep ocean. *The Journal of the Acoustical Society of America*. 2019;145: EL567–EL573. doi:10.1121/1.5111971
22. Belov AI, Kuznetsov GN. Characteristics of normal waves excited by vertical arrays in shallow sea. *Physics of Wave Phenomena*. 2006;14(3):66–74.
23. Kuznetsov GN, Alekseev VI, Glebova GM. Positioning of horizontal-vertically developed multielement arrays and vector-scalar modules. *Physics of Wave Phenomena*. 2001;9(4):235–241.
24. Gitelson VS, Glebova GM, Kuznetsov GN. Determination of parameters of correlated signals using the Prony method. *Acoustical Physics*. 1988;34(4):170–172. (In Russ.).
25. Konson AD, editor. Information hydroacoustics. Methods of information support by hydroacoustic means. St. Petersburg, Publishing House of St. Petersburg State Technical University “LETI”; 2023. 367 p. (In Russ.).
26. Aksenov SP. Verification of a computational program in the mode WKB approximation for shallow and deep seas. *Reports of the XVII school-seminar named after academician L.M. Brekhovskikh “Acousticocean”*. Moscow: IORAS; 2020. p. 364–370. doi:10.29006/978-5-9901449-5-8-59. (In Russ.).
27. Aksenov SP, Kuznetsov GN. Determination of interference invariants in a deep-water waveguide by amplitude and phase methods. *Physics of Wave Phenomena*. 2021;29(1):81–87. doi:10.3103/S1541308X21010015

Об авторах

ДРАЧЕНКО Владимир Николаевич, кандидат технических наук, заведующий лабораторией «Прикладной акустики» Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН, Scopus AuthorID: 56426340700, WoS ResearcherID: I-2248-2018, e-mail: NCVI@mail.ru

КУЗНЕЦОВ Геннадий Николаевич, кандидат физико-математических наук, профессор, заведующий отделом «Морские технологии» ИОФ РАН, ORCID: 0009-0002-8508-4516, Scopus AuthorID: 7102353416, WoS ResearcherID: L-3915-2018, SPIN-код (РИНЦ): 3269-1745, e-mail: skbmortex@mail.ru

МИХНЮК Александр Николаевич, кандидат физико-математических наук, доцент, старший преподаватель РУДН, ORCID: 0000-0002-4034-2940, Scopus AuthorID: 6505646350, WoS ResearcherID: I-2237-2018, SPIN-код (РИНЦ): 8737-0750, e-mail: amihnyuk@mail.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-8
EDN IHVFKX

УДК 681.88

© Г. С. Малышкин*, 2025

АО «Концерн «ЦНИИ «Электронприбор», 197046, г. Санкт-Петербург, ул. Малая Посадская, д. 30

*genstepmal@yandex.ru

Обнаружение и оценка параметров слабых сигналов в условиях рассеянного локального маскирующего воздействия

Статья поступила в редакцию 23.01.2025, после доработки 29.05.2025, принята в печать 12.06.2025

Аннотация

Целью статьи является количественный анализ влияния взаимосвязи физических параметров рассеяния интенсивных мешающих сигналов с параметрами «быстрых» алгоритмов на разрешающую способность при обнаружении слабых сигналов. Исследование проводится с использованием модельных данных, передаточная функция среды для мешающего источника содержит случайную составляющую, параметры которой описываются коэффициентом когерентности, интервалами корреляции в пространстве, по частоте и по времени. В модельном эксперименте параметры генерируемых рассеянных полей известны, что позволяет контролировать взаимосвязь между параметрами поля и параметрами «быстрых» алгоритмов, используемых при разрешении слабых сигналов. Приведены результаты измерения параметров компонент входной смеси, выделенных первыми и вторыми собственными числами и собственными векторами. Также приведены пеленгационные рельефы и построены траектории, выявляющие факт обнаружения слабого сигнала, пересекающего траекторию сильного сигнала, в зависимости от числа корректируемых собственных чисел. В качестве критерия качества используются уровень рассеянной компоненты и угловая зона маскировки слабого сигнала после корректировки одного или нескольких собственных чисел. Анализ шести вариантов исходных данных показал, что при использовании элементов выборки, различающихся по частоте, возможность разрешения слабых сигналов зависит от соотношения интервала адаптации и интервала корреляции (ранга) матрицы искажений по частоте.

Ключевые слова: разрешение слабых сигналов, частично рассеянный мешающий сигнал, параметры рассеянного поля и «быстрых» алгоритмов, ранг матрицы искажений по частоте

© G. S. Malyshkin*, 2025

State Research Center of the Russian Federation — Concern CSRI Elektropribor, JSC, 30 Malaya Posadskaya Str., St. Petersburg, 197046, Russia

*genstepmal@yandex.ru

Detection and Parameter Estimation of Weak Signals in Conditions of Scattered Local Masking Impact

Received 23.01.2025, Revised 29.05.2025, Accepted 12.06.2025

Abstract

The aim of the article is a quantitative analysis of the influence of the interrelation between the physical parameters of scattering of intense disturbing signals and the parameters of “fast” algorithms on the resolution capability when detecting weak signals. The study is conducted using model data, where the transfer function of the medium for the disturbing source contains a random component characterized by a coherence coefficient and correlation intervals in space, frequency, and time. In the model

Ссылка для цитирования: Малышкин Г.С. Обнаружение и оценка параметров слабых сигналов в условиях рассеянного локального маскирующего воздействия // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 111–122. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-8) EDN IHVFKX

For citation: Malyshkin G.S. Detection and Parameter Estimation of Weak Signals in Conditions of Scattered Local Masking Impact. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):111–122. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-8)

experiment, the parameters of the generated scattered fields are known, which allows for controlling the relationship between the field parameters and the parameters of the “fast” algorithms used in the resolution of weak signals. The results of measuring the parameters of the input mixture components, highlighted by the first and second eigenvalues and eigenvectors, are presented. Pseudo-location reliefs are also provided, and trajectories are constructed which reveal the detection of a weak signal crossing the trajectory of a strong signal, depending on the number of adjusted eigenvalues. The quality criterion is based on the level of the leaked scattered component and the angular masking zone of the weak signal after the adjustment of one or several eigenvalues. An analysis of six initial data variants showed that when using sample elements differing in frequency, the possibility of resolving weak signals depends on the ratio of the adaptation interval and the correlation interval of the distortion by frequency.

Keywords: weak signal resolution, partially scattered disturbing signal, parameters of scattered field and “fast” algorithms, the distortion by frequency

1. Введение

Специфика гидроакустического наблюдения в режиме шумопеленгования заключается в наличии как большого диапазона шумности наблюдаемых объектов, так и сложной модели формирования структуры распространяющихся сигналов, которая характеризуется как условия многолучевого распространения в канале с рассеянием. Самая сложная задача — необходимость обнаружения и классификации малозумных целей, приводящая к необходимости реализации в приёмных трактах средств шумопеленгования крупногабаритных многоэлементных антенн, сложных приёмных трактов, средств отображения результатов наблюдения и анализа окружающей обстановки. Результаты наблюдения фиксируются путём построения пеленгационных рельефов, а временная последовательность этих рельефов позволяет выявить траекторию каждого источника. Измерение и анализ параметров траекторий источников дают возможность принять решение об обнаружении и произвести классификацию наблюдаемых объектов в соответствии с заданным перечнем классов.

Задача первичной обработки заключается в построении наиболее полного и качественного варианта траектории наблюдаемого объекта, что предполагает обнаружение максимально возможного числа элементов траектории (минимум пропущенных элементов) и измерение параметров элементов траектории, которые могут использоваться как классификационные признаки наблюдаемых объектов. Применительно к задаче выделения самых слабых сигналов в сложной многоцелевой ситуации это означает повышение разрешающей способности к слабым сигналам и сокращение маскирующего действия сильных сигналов. Сигналы малозумных источников наблюдаются при отношениях «сигнал/помеха» много меньше единицы, поэтому для их маскировки достаточно небольшого прироста помехового фона, обусловленного, например, рассеянными компонентами интенсивных мешающих сигналов.

Для повышения разрешающей способности разработан широкий класс адаптивных алгоритмов, которые можно разделить на два подкласса — классические [1–3] и «быстрые» проекционные [4–5]. Классические алгоритмы построены с использованием выборочных корреляционных матриц полного ранга (размерности L , равной числу элементов антенны), а «быстрые» проекционные могут строиться с использованием выборочных матриц размерности $K < L$. Для реализации адаптивных процедур классические алгоритмы используют размер выборки значительно больше L , в результате чего адаптивные процедуры проводятся с использованием существенно усреднённых входных данных. Быстрые проекционные алгоритмы проводят адаптивные процедуры с использованием слабо усреднённых входных данных (короткие, «быстрые» выборки размерности K), что позволяет лучше отслеживать текущие данные на коротком интервале наблюдения. Классические алгоритмы синтезировались применительно к когерентным моделям мешающих сигналов, которые не учитывают особенности дополнительного маскирующего эффекта, обусловленного рассеянием.

Для улучшения условий обнаружения наиболее слабых сигналов были разработаны и проверены в модельных и натурных условиях «быстрые» проекционные алгоритмы с ограничением мощности наиболее сильных сигналов [6–9], их целевой задачей было ослабление маскирующего действия не только когерентных, но и рассеянных компонент интенсивных мешающих сигналов. Эти алгоритмы показали высокую конкурентоспособность по отношению к классическим алгоритмам в морских условиях при наличии сильного рассеяния, при этом использование быстрых проекционных алгоритмов позволяет выявить классификационные признаки наблюдаемых сигналов.

Однако успешное применение «быстрых» алгоритмов в определённых гидроакустических условиях не снимает вопрос о количественном влиянии конкретных физических параметров рассеянных мешающих сигналов на разрешающую способность при обнаружении слабого сигнала. Целью статьи является количественный анализ влияния физических параметров рассеяния интенсивных сигналов во взаимосвязи с па-

параметрами используемых «быстрых» алгоритмов на разрешающую способность при обнаружении слабых сигналов. Исследование проводится с использованием модельных данных, главным достоинством которых является то, что параметры генерируемых при модельном эксперименте полей известны и позволяют контролировать взаимосвязь между параметрами генерируемого поля и результатами разрешения слабых сигналов алгоритмами, параметры которых также известны.

2. Модельные исследования маскирующего действия рассеянного сигнала

Для построения траекторий источников используется массив спектральных отсчётов в элементах $q = \overline{1, L}$ антенны. Спектральный анализ с интервалом T_c проводится в частотном диапазоне с номерами от $n_{\min}$ до $n_{\max}$ на временной последовательности $1 \dots \tau \dots T_0$, где T_0 — количество интервалов спектрального анализа (1200) на эпизоде наблюдения [6–9]. Из элементов массива $N = n_{\max} - n_{\min} - 1$ ($N = 4531$) формируется входная выборка, в которой выделяется $R = \frac{N}{K}$ адаптивных групп (поддиапазонов) $r = \overline{1, R}$ спектральных отсчётов размерности $K_0 = K \times T_0$ из T_0 элементов по времени и $1 \dots k \dots K$ элементов по частоте

$$\mathbf{X}(r, \tau) = \left[X_1(r, \tau) \dots X_p(r, \tau) \dots X_{K_0}(r, \tau) \right], \quad (1)$$

где $X_p(r, \tau)$ — p -й вектор-столбец размерности L спектральных отсчётов в элементах антенны r -адаптивной группы на τ -м интервале формирования пеленгационного рельефа; L — число элементов антенны.

В результате формируется адаптивная матрица размерности $L \times K_0$ ($K_0 < L$) вектор-столбцов спектральных отсчётов r -й адаптивной частотной группы на $t = \overline{1, T_0}$ интервалах спектрального анализа, в рамках которой реализуется адаптивная процедура ограничения мощности сильных сигналов для этой группы на τ -м эпизоде наблюдения. Фазовые сдвиги сигналов разных частот приводятся к фазовым сдвигам среднего элемента адаптивной частотной группы с помощью фокусирующих матриц [3].

Такая обработка многоканальным веером в секторе обзора проводится по элементам эпизода наблюдения, затем результаты усредняются скользящим окном в объёме ($T_a = 6$), достаточном для обнаружения слабых сигналов. В результате последовательной обработки формируются траектории источников, элементы которых содержат параметры, часть которых может использоваться как классификационные признаки.

Рассмотрим конкретные алгоритмы для реализации «быстрых» проекционных алгоритмов.

С использованием матрицы $\mathbf{X}(r, \tau)$ для адаптивной группы можно сформировать $Z_j(r, \tau) = \mathbf{X}^*(r, \tau) V_j(r)$ — вектор столбец K_0 сформированных неадаптивных пространственных каналов, а $V_j^*(r)$ — вектор j -го направления наблюдения размерности L ($j = \overline{1, J}$), используемый при вычислении сигналов r -го пеленгационного рельефа $r = \overline{1, R}$.

Сингулярное разложение матрицы $\mathbf{X}(r, \tau)$ размерности $L \times K_0$ имеет вид:

$$\mathbf{X}(r, \tau) = \left[X_1(r, \tau) \dots X_p(r, \tau) \dots X_{K_0}(r, \tau) \right] = \mathbf{U}(r, \tau) \mathbf{\Theta}(r, \tau) \mathbf{Y}^*(r, \tau), \quad (2)$$

где после первого равенства представлена матрица размерности $L \times K_0$ сигналов в элементах антенны, а после второго равенства её сингулярное разложение, где сингулярные числа и сингулярные вектора представляются в зависимости от номера собственного числа; $\mathbf{U}(r, \tau)$ и $\mathbf{Y}(r, \tau)$ — матрицы левых и правых сингулярных векторов размерности $L \times K_0$ и $K_0 \times K_0$, соответственно, а $\mathbf{\Theta}(r, \tau)$ — диагональная матрица сингулярных чисел $\theta_k(r, \tau)$, $k = \overline{1, K_0}$.

Формирование адаптивного пеленгационного рельефа для j -го направления наблюдения ($j = \overline{1, J}$) «быстрого» проекционного алгоритма проводится с использованием соотношения

$$C_{jcor}^{\Sigma} = \frac{1}{T_a} \sum_{\tau=1}^{T_a} \left[\frac{1}{R} \sum_{r=1}^R Z_j^*(r, \tau) \mathbf{Y}(r, \tau) \mathbf{\Lambda}^{-1}(r, \tau) \mathbf{\Delta}(r, \tau) \mathbf{Y}^*(r, \tau) Z_j(r, \tau) \right], \quad (3)$$

где собственные числа (СЧ), элементы матрицы $\mathbf{\Lambda}(r, \tau)$ [7–9] определяются квадратом сингулярных чисел, $\lambda_k(r, \tau) = |\theta_k(r, \tau)|^2$, а собственные векторы (СВ) $\mathbf{Y}(r, \tau)$ — формулой (2).

В соотношении (3) при построении пеленгационного рельефа операция управления параметрами адаптивного алгоритма выполняется диагональной матрицей $\mathbf{\Delta}(r, \tau)$ размерности $K_0 \times K_0$, с помощью которой регулируются весовые коэффициенты компонент разложения (2). Соотношение в квадратных скобках описывает процедуру коррекции весовых коэффициентов каждой из $r = \overline{1, R}$ адаптивных групп и накопление всех R частных результатов. Дополнительное усреднение $\tau = \overline{1, T_a}$ последовательных по времени результатов позволяет увеличить объём усреднения помех, достаточный для обнаружения самых слабых сигналов.

Рассмотрим используемую модель формирования сигнала однолучёвого, частично рассеянного источника. Вектор-столбец входной выборки такого сигнала (p -го столбца r -й адаптивной группы на τ -м эпизоде наблюдения) можно представить в виде:

$$X_p(r, \tau) = g(r, \tau) S_p^2(r) x_p(r, \tau) V_{p0}(r) + [(1 - \gamma) S_p(r)]^2 x_p(r, \tau) \text{diag} \mathbf{J}_p(\mathbf{r}, \tau) V_{p0}(r), \quad (4)$$

где $\gamma(r, \tau) = g^2(r, \tau)$ — коэффициент когерентности сигнала; $g(r, \tau)$ — неслучайная часть передаточной функции среды; $x_p(r, \tau)$ — гауссов спектральный отсчёт источника единичной интенсивности на элементах антенны; $S_p(r)$ — спектральная плотность мощности p -го отсчёта r -й адаптивной группы на элементах антенны; $V_{p0}(r)$ — вектор-столбец фазовых сдвигов принимаемого сигнала на элементах антенны без учёта искажений сигнала в среде;

$\text{diag} \mathbf{J}_p(\mathbf{r}, \tau)$ — диагональная матрица размерности L , элементы которой $\mathfrak{J}_{pq}(r, \tau)$ — случайные значения функции искажений сигнала p -го столбца на q -м элементе антенны на τ эпизоде наблюдения. Произведение $\text{diag} \mathbf{J}_p(\mathbf{r}, \tau) V_{p0}(r)$ характеризует амплитуду и фазу искажённой (рассеянной) части сигнала на элементах антенны.

В соотношении (4) первое слагаемое описывает когерентную часть выборки сигнала, а второе слагаемое — рассеянную компоненту, порождённую флуктуациями функции искажений в пространстве (на элементах антенны $q = \overline{1, L}$), по частоте (спектральные отсчёты $k = \overline{1, K}$ с различными номерами) и во времени.

Модельные исследования проведём с использованием эквидистантной горизонтальной линейной антенны, состоящей из $L = 90$ элементов, на которую воздействуют сигналы трёх источников: одного сильного и двух слабых. Сильный источник (интенсивность на ненаправленном элементе $S_{31} = 0,5$) излучает сигнал из направления, перпендикулярного оси антенны, второй (слабый $S_{32} = 0,0005$) источник пересекает траекторию сильного (начало при синусе $-0,18$ и окончание при синусе $+0,18$) и третий (слабый $S_{33} = 0,0004$) контрольный источник излучает сигнал из направления, синус которого равен $0,5$ от перпендикуляра к оси антенны. Таким образом, интенсивность сильного сигнала на ненаправленном элементе в тысячу раз больше, чем у источника, пересекающего его траекторию. Третий источник находится вне зоны воздействия сигналов интенсивного источника. Сильный источник имеет коэффициент когерентности, равный $\gamma = 0,25$. Для рассеянной составляющей в адаптивной выборке при имитации задаются экспоненциальные интервалы корреляции по уровню $0,5$ в пространственной Δq , частотной ΔN и временной $\Delta \tau$ областях. Параметры Δq , ΔN , $\Delta \tau$ измеряются числом элементов антенны, числом спектральных отсчётов и числом временных отсчётов соответственно.

Значения этих параметров далее приведены в таблице для каждого варианта модельного эксперимента. Показателем качества алгоритма будем считать уровень остаточного поля сильного источника после ограничения его мощности. Вторым критерием качества адаптивного обнаружения слабого источника примем уровень потерь элементов траектории второго источника на эпизоде наблюдения. Задача модельных исследований заключается в исследовании влияния физических параметров интенсивного мешающего сигнала, а также используемых алгоритмических методов ослабления маскирующего влияния как на разрешение слабого сигнала, так и на выявление классификационных признаков сильного сигнала, т. е., в конечном счёте, на качество построенных траекторий.

При проведении модельных исследований проектная частота антенны $f_0 = 6135$ Гц, интервал спектрального анализа (СА) $T_c = 1$ с, полоса приёма одного спектрального отсчёта $\Delta F = 1$ Гц, относительная полоса одного спектрального отсчёта $dF = \frac{\Delta F}{f_0} = 0,000163$. Проектная частота соответствует межэлемент-

ному расстоянию между соседними элементами антенны, равному $d_0 = \frac{C}{2f_0}$ — половине длины волны на

проектной частоте, $C = 1500$ м/с — скорость звука в воде. Средняя частота используемого далее рабочего диапазона равна $0,625f_0$, нижняя граница $0,255f_0$, верхняя граница $0,994f_0$, общая полоса используемого диапазона состоит из 4531 спектрального отсчёта, полоса приёма разбита на $R = 181$ адаптивный поддиапазон по 25 спектральных отсчётов в каждом. Частные пеленгационные рельефы вычисляются вначале в рамках каждой адаптивной группы, суммируются в общем пеленгационном рельефе, затем для увеличения времени накопления производится дополнительное усреднение шести ($T_a = 6$) последовательных пеленгационных рельефов. В результате регистрация траектории источников проводится с использованием $181 \times 25 \times 6 = 27150$ выборок спектральных отсчётов на элементах антенны. Отношение уровня контрольного сигнала к СКО белого шума на выходе неадаптивной антенны равно $5,9$.

На рис. 1, *a* представлены основные варианты коррекции СЧ, усреднённые по результатам обработки сигналов 181 адаптивного поддиапазона (ось абсцисс — номер СЧ, ось ординат — уровень СЧ в децибелах), где 1 — исходные некорректированные уровни, 2 — откорректировано первое СЧ, 3 и 4 — откорректированы два и три старших СЧ, соответственно, 5 — все откорректированные СЧ равны единице. Каждый вариант кривой соответствует своему алгоритму, уровень каждой кривой определяет весовые коэффициенты, с которыми используются собственные векторы в соотношении (2).

На рис. 1, *б* варианты коррекции 1 и 2 соответствуют использованию первых и вторых СЧ и СВ для построения соответствующей части пеленгационного рельефа. Выделяемые СЧ имеют вес, как в некорректированной выборке, а остальные СЧ ослаблены и формируют уровень фона.

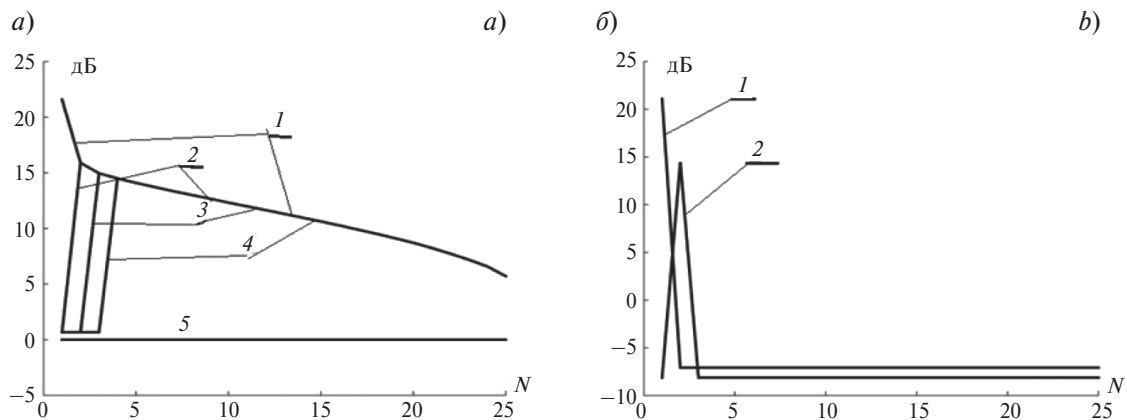


Рис. 1. *a* — 1 — исходные некорректированные СЧ; откорректировано: 2 — первое СЧ; 3 — два старших СЧ; 4 — три старших СЧ; 5 — все СЧ равны единице; *б* — весовые коэффициенты для выделения: 1 — первыми СЧ и СВ; 2 — вторыми СЧ и СВ

Fig. 1. *a* — 1 — original uncorrected eigenvalues; corrected: 2 — first eigenvalue; 3 — two largest eigenvalues; 4 — three largest eigenvalues; 5 — all eigenvalues equal to one; *b* — Weight coefficients for allocation: 1 — for first eigenvalues and eigenvectors; 2 — for second eigenvalues and eigenvectors

На рис. 2 (59-й интервал наблюдения) представлены пеленгационные рельефы и соответствующие им полные траектории на 1200 участках эпизода наблюдения при использовании вариантов неадаптивного алгоритма и алгоритма с равными значениями всех СЧ (кривые 1 и 5 на рис. 1, *a*).

Пеленгационный рельеф, выделенный неадаптивным алгоритмом, представляет сигнал усреднённого по частоте и по времени интенсивного источника (14 дБ). При построении пеленгационных рельефов нормировка уровня (здесь и далее) проводится так, что уровень помехового фона равен единице, 0 дБ. Нижняя часть рис. 2, *a* представляет траекторию, выявленную также неадаптивным алгоритмом. На оси абсцисс показан синус направления наблюдения, на оси ординат — номер эпизода наблюдения. Отметим, что при этом траектория второго источника практически отсутствует в связи с воздействием поля мешающего источника. Обнаружены только сильный сигнал и сигнал контрольного источника при синусе 0,5.

Алгоритм с единичным значением всех СЧ (кривая 5 рис. 1) представляет вариант с частичным ослаблением маскирующего действия сильного сигнала (рис. 2, *б*). На пеленгационном рельефе (верхний рис. 2, *б*) обнаружены сигналы второго источника. В результате на соответствующей траектории, сформированной этим алгоритмом (нижний рис. 2, *б*), появились отметки второго источника, которые позволили обнаружить около 30 % его элементов.

На рис. 3, *a* и *б* представлены компоненты пеленгационного рельефа, выделенные с помощью первых и вторых СЧ соотношения (2), в соответствии с рис. 1, *б*. С помощью первых СЧ (рис. 3, *a*) выделяется основная энергия мешающего сигнала, которая включает энергию как когерентной, так и части рассеянной компоненты (близкой по направлению). С помощью вторых СЧ (рис. 3, *б*) выделяется часть рассеянной энергии этого сигнала, в результате сформирована отметка с более широким пространственным спектром и отрицательным пиком в центре. Анализ других составляющих рассеянной компоненты рассматривается далее. Нижняя часть этих рисунков формируется фоном, заданным ослабленными СЧ (рис. 1, *б*).

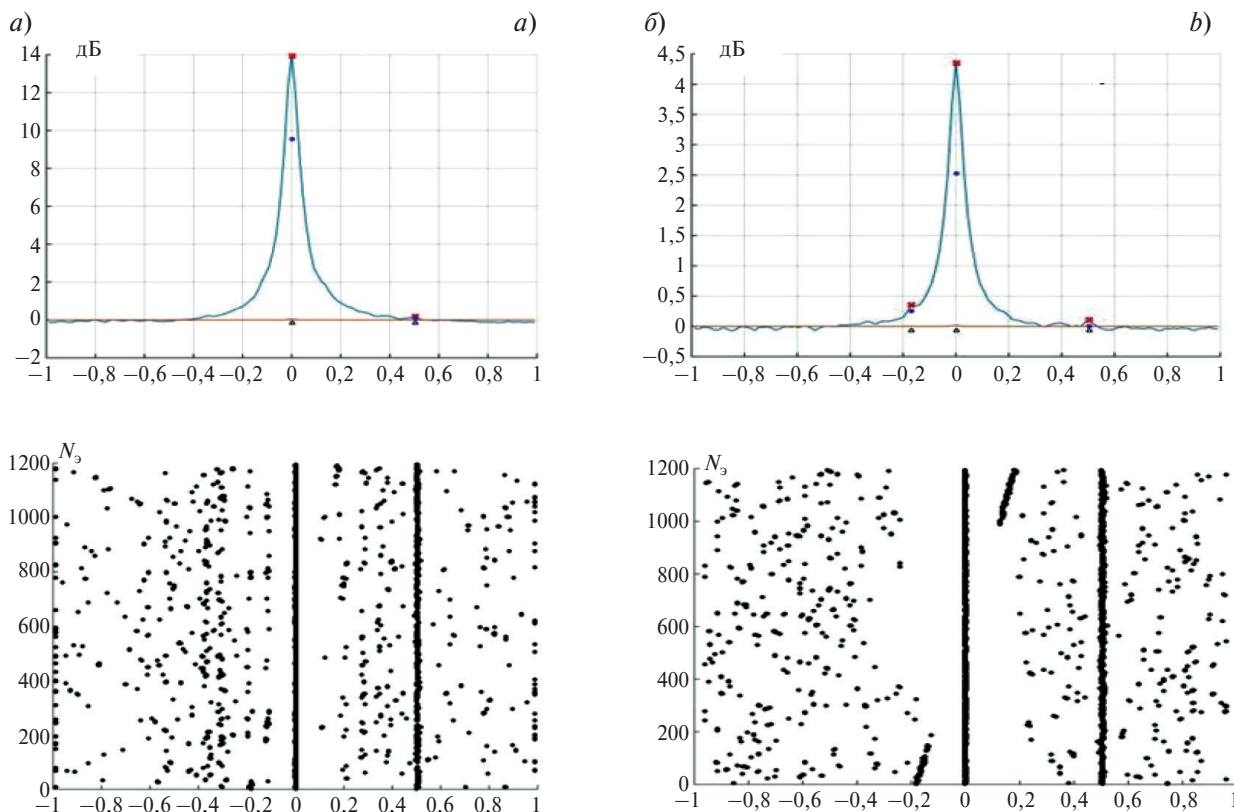


Рис. 2. Пеленгационные рельефы (верхние рисунки) и соответствующие траектории источников (нижние рисунки): *a* — коррекция по варианту 1; *б* — коррекция по варианту 5.

Fig. 2. Pseudolocation reliefs (upper plots) and corresponding trajectories of sources (lower plots): *a* — without correction; *b* — correction according to variant 5

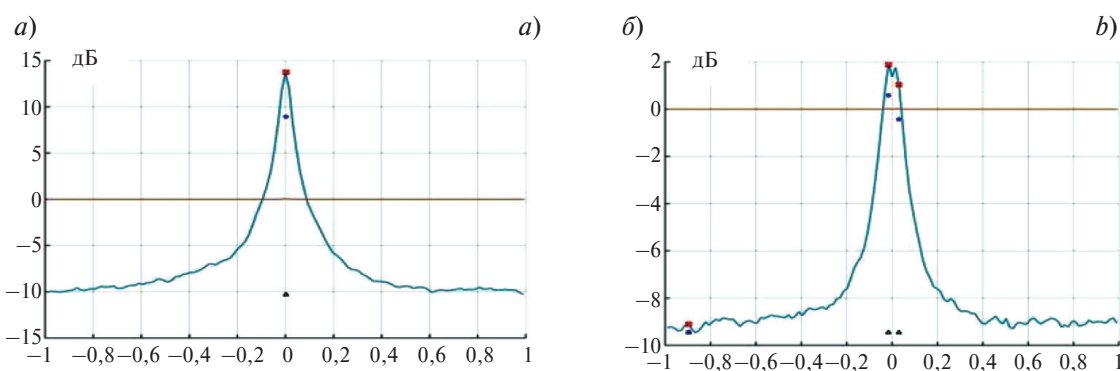


Рис. 3. Пеленгационные рельефы, выделенные первыми СЧ (*a*) и вторыми СЧ (*б*) (кривые 1 и 2 на рис. 1, *б*)

Fig. 3. Pseudolocation reliefs highlighted by first eigenvalues (*a*) and second eigenvalues (*b*) (curves 1 and 2 in Fig. 1b)

Раздельное выделение и анализ отдельных компонент разложения (2) позволил выделить часть рассеянной компоненты, которая на рис. 2, *a*) была замаскирована интенсивным мешающим сигналом.

На рис. 4 продемонстрированы три варианта пеленгационных рельефов на 59-м эпизоде наблюдения (верхние рисунки) и соответствующие траектории источников (нижние рисунки) после использования трёх вариантов алгоритмов (*a*, *б*, *в*) с весовыми коэффициентами, заданными кривыми 2, 3, 4 на рис. 1 соответственно. На рис. 4, *a* представлен пеленгационный рельеф после коррекции первого СЧ (показано на рис. 3, *a*). Вариант рис. 4, *б* определяет коррекцию двух компонент (показанных на рис. 3, *a* и *б*), а вариант 4, *в* формируется после коррекции трёх старших СЧ.

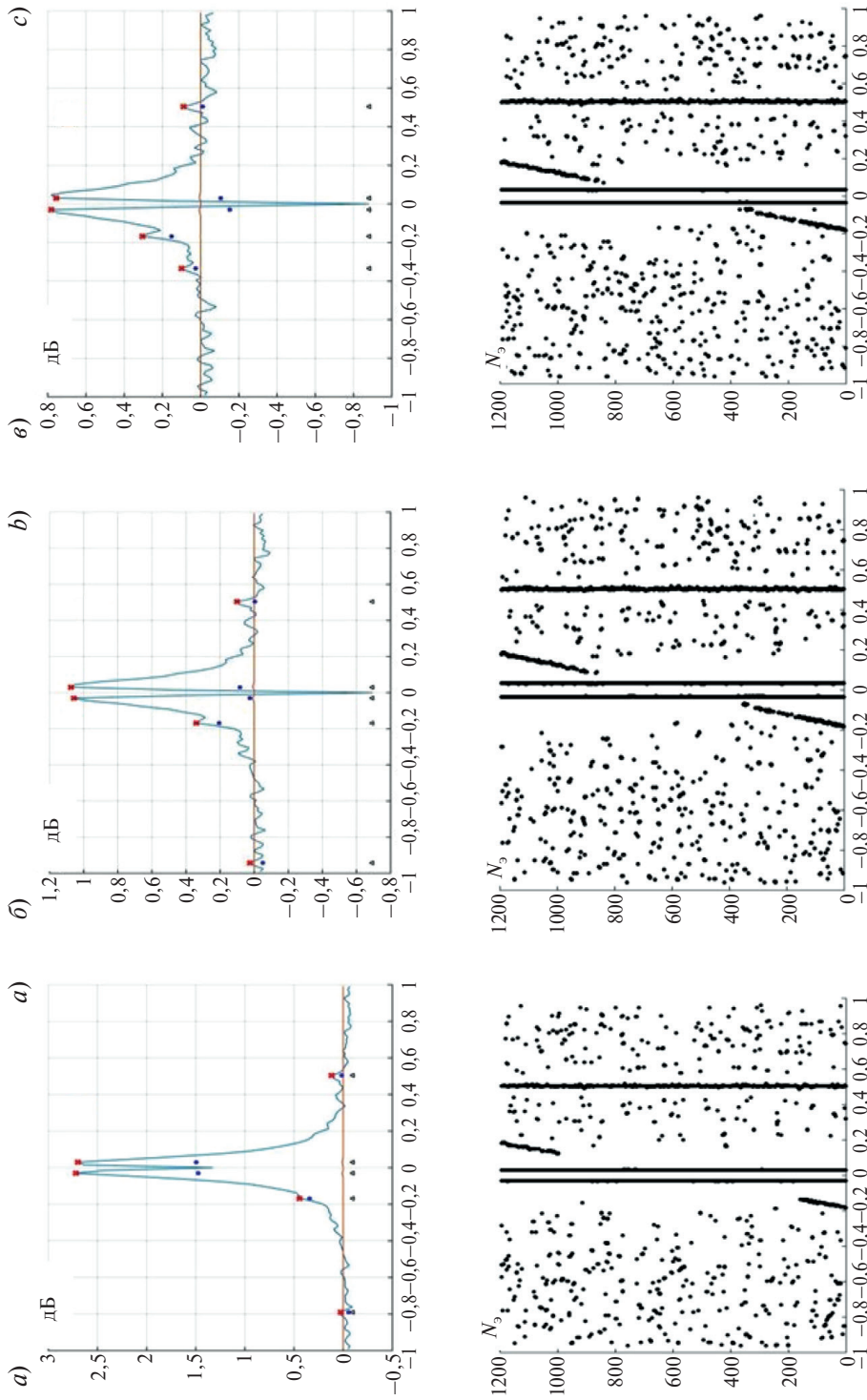


Рис. 4. Пеленгационные рельефы (верхние рисунки) и траектории (нижние рисунки): *a* — коррекция одного СЧ; *b* — коррекция двух СЧ; *c* — коррекция трёх СЧ
Fig. 4. Pseudolocation reliefs (upper plots) and trajectories (lower plots): *a* — correction of one eigenvalue; *b* — correction of two eigenvalues; *c* — correction of three eigenvalues

Анализ численных результатов пеленгационных рельефов свидетельствует о том, что после коррекции первого СЧ остаток сильного сигнала над уровнем фона составляет 0,86 (2,7 дБ), двух СЧ — 0,309 (1,17 дБ) и трёх СЧ — 0,219 (0,86 дБ). Коррекция первого СЧ соответствует когерентной компенсации мешающего сигнала с помощью одного опорного канала, ориентированного на мешающий сигнал, коррекция двух и трёх СЧ — двум вариантам формирования эффекта, аналогичного формированию «широкого» нуля [10] для подавления мешающего сигнала со сложной структурой. Обратим внимание, что обнаружение контрольного сигнала на верхних рисунках происходит при его превышении $\sim 0,08$ дБ (0,02) над уровнем фона, что много меньше остаточных уровней рассеянного сигнала.

На нижних рисунках приведены выделенные рассматриваемыми алгоритмами траектории сигналов, из которых видно, что при когерентной компенсации с помощью одного СЧ обнаружено ~ 30 % траектории, при коррекции двух СЧ — 56 % и при коррекции трёх СЧ — 61 % траектории второго источника. Отметим, что при увеличении числа корректируемых СЧ происходит уменьшение остатка от рассеянной компоненты, при этом улучшается разрешающая способность для слабого сигнала, пересекающего траекторию сильного сигнала. Заметим, что при отсутствии коррекции (рис. 2, а) практически не обнаруживаются сигналы второго источника,

Приведённые примеры пеленгационных рельефов и траекторий относятся к одному из рассматриваемых вариантов параметров мешающих сигналов (вариант II), приведённых в таблице. Рассмотрим влияние физических параметров функции искажений рассеянных сигналов на величину и скорость уменьшения рассеянных компонент в зависимости от соотношения этих параметров и параметров используемых алгоритмов.

Сформулируем параметры используемых алгоритмов:

— число элементов линейной антенны $L = 90$, что позволяет сформировать на средней частоте рассматриваемого диапазона основной лепесток в направлении перпендикуляра к оси антенны по первым нулям шириной $\Delta\varphi_0 = 2\sin\alpha_0 = 0,0712$ ($4,08^\circ$), далее к этой величине (как некоторому эталону) будем нормировать все результаты измерений разрешающей способности по угловой координате;

— объём адаптивной выборки $K_0 = 25$ элементов, отличающихся по частоте (варианты I–V), $K_0 = 26$ элементов (13 элементов на двух временных интервалах, вариант VI);

— варианты коррекции (неадаптивный приём S, коррекция одного S_1 , двух S_2 и трёх S_3 СЧ).

В численных экспериментах использовались параметры рассеяния сильного источника:

— коэффициент когерентности мешающего сигнала $\gamma = 0,25$ Δq ($g = 0,5$);

— интервал корреляции флуктуаций искажений по частоте на уровне 0,5: $\Delta N = 6,6, 16,9, 67,7$ спектральных отсчётов, что составляет отношение $K_0/\Delta N$, равное 3,79, 1,48 и 0,37, соответственно;

— интервал корреляции флуктуаций искажений по пространству $\Delta q = 16,9, 33,86$ элементов антенны, что определяет пространственную область рассеяния в 5,3 и 2,7 раза шире основного лепестка 90-элементной антенны на средней частоте используемого диапазона;

— интервал корреляции флуктуаций искажений по времени $\Delta\tau = 33,86$ интервалов СА, что определяет корреляцию между двумя соседними по времени отсчётами, равную 0,98.

Таблица

Table

Основные результаты модельного эксперимента

Key Results of the Model Experiment

№ варианта	I	II	III	IV	V	VI
Δq	33,86	33,86	33,86	16,9	16,9	16,9
$\Delta\tau$	33,86	33,86	33,86	33,86	33,86	33,86
ΔN	6,6	16,9	67,7	67,7	16,9	16,9
K_0	25	25	25	25	25	13×2
$K_0/\Delta N$ (ранг)	3,79 (4)	1,48 (2)	0,37 (1)	0,37 (1)	1,48 (2)	0,77×2 (2)
S	26,5	26,2	25,6	21,03	20,13	20,13
S_1	1,64	0,86	0,236	0,268	1,03	1,85
S_2	0,46	0,309	0,13	0,156	0,32	0,35
S_3	0,28	0,219	0,096	0,117	0,239	0,237
$\Delta\varphi_1/\Delta\varphi_0$	1,96	1,83	0,98	1,06	1,68	1,89
$\Delta\varphi_2/\Delta\varphi_0$	1,62	1,07	0,98	1,01	1,06	0,98
$\Delta\varphi_3/\Delta\varphi_0$	1,19	1,04	0,98	0,98	0,91	0,98

В таблице представлены параметры шести вариантов исследованных исходных данных. Варианты I–V формируют адаптивную выборку из сигналов, отличающихся по частоте, следовательно, основным параметром, определяющим ранг адаптивной выборки, является соотношение между объёмом выборки и интервалом корреляции функции искажений по частоте. Для первого варианта это соотношение равно 3,79, следовательно, на интервале адаптации будут реализоваться практически четыре некоррелированных варианта искажений и рассеянный сигнал будет описываться четырьмя СЧ и собственными векторами. Поэтому для полного подавления рассеянной компоненты необходимо откорректировать четыре СЧ. Второй вариант имеет соотношение $K_0/\Delta N$, равное 1,48, и для подавления рассеянной части сигнала достаточно коррекции двух СЧ. В третьем варианте этот параметр равен 0,37, следовательно, ранг адаптивной выборки равен единице, и для реализации подавления достаточно откорректировать одно СЧ. Четвёртый вариант отличается от третьего тем, что проводится расширение пространственной зоны мешающего воздействия в два раза (интервал пространственной корреляции Δq уменьшился до 16,9 вместо 33,86), но ранг адаптивной матрицы остался равным единице. Пятый вариант, аналогично предыдущему, наряду с расширением зоны мешающего воздействия предлагает уменьшение интервала частотной корреляции ΔN до 16,9, так что ранг адаптивной матрицы становится равным двум. Шестой вариант использует адаптивную матрицу размерности 26 из 13 элементов по частоте на двух последовательных интервалах спектрального анализа. В этом случае ранг адаптивной матрицы равен двум, поскольку $K_0/\Delta N = 0,77$ реализуется на двух последовательных по времени интервалах СА.

На рис. 5 приведены основные результаты измерения остаточного уровня рассеянного поля (a , ϵ) (на 59-м элементе траектории) и зон потери контакта со слабым источником (b , z) для шести вариантов исходных данных, показанных в таблице. Все приведённые графики на рис. 1–4 и соответствующие описания основаны на результатах II варианта исходных данных.

Рассмотрим основные результаты модельного эксперимента по ослаблению уровня рассеянной компоненты в зависимости от количества корректируемых СЧ. Первый вариант исходных данных (рис. 5, a) характеризуется высоким уровнем остаточного поля 4,22 дБ (1,64 от уровня фона) после коррекции одного СЧ. Этот уровень ослабляется при коррекции двух СЧ 1,65 дБ (0,46 от уровня фона) и при коррекции трёх СЧ достигает 1,1 дБ (0,28 от уровня фона).

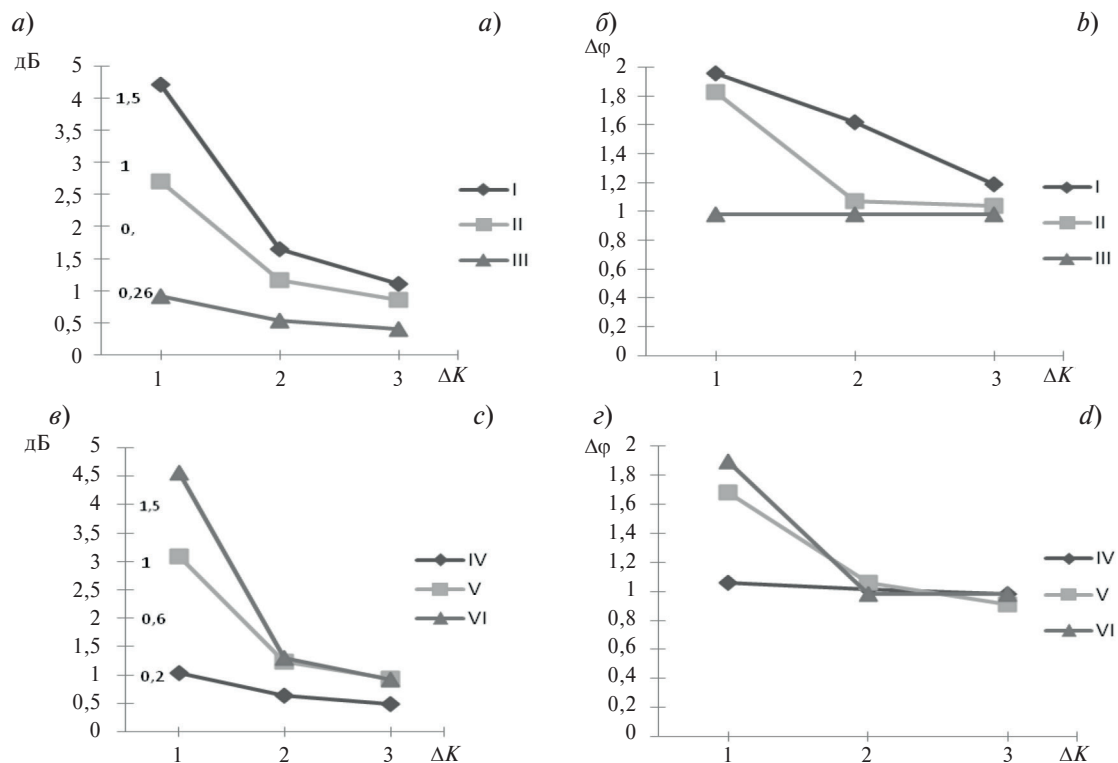


Рис. 5. Остаточный уровень рассеянного поля (a , ϵ) и область маскировки слабого источника (b , z) в зависимости от числа корректируемых СЧ

Fig. 5. Residual level of the scattered field (a , c) and the masking area of the weak source (b , d) depending on the number of corrected eigenvalues

Угловое разрешение этого варианта (рис. 5, б) (область маскировки слабого источника) начинается с двух значений раствора характеристики направленности ($\Delta\varphi_0$) и уменьшается до 1,6 и 1,2 этого раствора при коррекции двух и трёх СЧ, соответственно. Ввиду большого ранга этого варианта адаптивной матрицы (4) улучшение результатов углового разрешения происходит медленно и даже при росте числа корректируемых СЧ до трёх не достигает минимума.

Второй вариант исходных данных имеет ранг адаптивной матрицы равный 2, что приводит к уменьшению (по сравнению с первым) исходного остаточного уровня до 2,7 дБ (0,86 от уровня фона) и уменьшению этого уровня до 1,17 дБ (0,309 от уровня фона) и 0,86 дБ (0,219 от уровня фона) при коррекции двух и трёх СЧ соответственно. Угловое разрешение этого варианта исходных данных улучшается до 1,83 раствора характеристики направленности и почти достигает минимума 1,07 и 1,05 при коррекции двух и трёх СЧ.

Третий вариант исходных данных позволяет сформировать адаптивную матрицу единичного ранга, что приводит к минимальным остаточным значениям рассеянных сигналов после коррекции только первого СЧ и практически стабильным оценкам углового разрешения после коррекции первого СЧ на уровне одного раствора ХН.

Варианты IV и V имеют такие же исходные данные, что и варианты III и II, но при более широкой области рассеяния мешающего сигнала (интервал пространственной корреляции уменьшен в два раза: вместо 33,86 он равен 16,9 элементов антенны). В итоге результаты экспериментов IV и V за счет стабильности ранга матриц по частоте практически повторяют результаты экспериментов III и II, несмотря на расширение области мешающего воздействия.

Вариант VI обеспечивает высокий уровень рассеянного сигнала 4,55 дБ (1,85 над уровнем фона) и зону потери контакта 1,89 относительно раствора ХН $\Delta\varphi_0$ при коррекции одного СЧ и практически достигает единицы при коррекции двух и трёх СЧ.

3. Заключение

Проведены модельные эксперименты по исследованию особенностей маскирующего действия интенсивных рассеянных мешающих сигналов на обнаружение и разрешение слабого сигнала. Осуществлена модельная имитация мешающего сигнала с известными параметрами, при приёме использован вариант «быстрых» проекционных алгоритмов с применением коротких выборок, отличающихся по частоте. Ограничение мощности сильных сигналов организовано путём коррекции нескольких старших СЧ адаптивной выборки. Приведены результаты шести экспериментов с различными вариантами параметров рассеянного сигнала.

Показано, что индикатором наличия рассеянной компоненты в сигнале источника является его траектория после коррекции одного СЧ, элементы которой характеризуются расширением пространственной области флуктуаций, что может использоваться как дополнительный признак для классификации источников.

Наличие рассеянной компоненты в мешающем сигнале приводит к расширению пространственной области маскировки слабого сигнала, усложняются методы снижения маскирующего эффекта, что связано с рангом матрицы искажений на интервале адаптации. При использовании коротких адаптивных выборок, отличающихся по частоте, уровень измеренного остаточного поля возрастает, если ранг матрицы искажений оказывается существенно больше единицы.

Для ослабления этого остаточного поля требуется коррекция нескольких СЧ. В этом случае при наличии нескольких мешающих сигналов необходимо увеличение числа корректируемых СЧ до двух и более для каждого источника. Если ранг матрицы искажений близок к единице, в пеленгационном рельефе наблюдается сильное ослабление мешающего действия рассеянного поля и сокращение зоны маскирующего действия интенсивных мешающих сигналов даже при коррекции одного СЧ на каждый источник.

Отметим перспективность для обнаружения и классификации сигналов соотношений типа (2) и (3), с помощью которого на выходе многоэлементных антенн становится возможным измерение параметров как когерентных, так и рассеянных компонент всех наблюдаемых гидроакустических источников, примеры которых приведены в представленной статье. Использование этих соотношений в сложных помеховых ситуациях значительно усложняется для измерения параметров каждого из всех наблюдаемых источников. Однако разработка технологии, основанной на использовании всей совокупности элементов входной выборки в элементах антенны, в пространственных каналах, в рабочем диапазоне частот, на интервале наблюдения позволят оценить параметры всех как когерентных, так и рассеянных составляющих, что позволит получить важную дополнительную информацию о параметрах каждого источника в конкретных условиях распространения наблюдаемых сигналов.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ проект № 23-29-00803.

Funding

The work was carried out with the support of the Russian Science Foundation grant project No. 23-29-00803.

Литература

1. Capon J. High resolution frequency-wavenumber spectral analysis // *Proceedings of the IEEE*. 1969. Vol. 57. P. 1408–1418. doi:10.1109/PROC.1969.7278
2. Schmidt R.O. Multiple emitter location and signal parameter estimation // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1986. Vol. AP_34, No. 3. P. 276–280. doi:10.1109/TAP.1986.1143830
3. Wang H., Kaveh M. Focusing matrices for coherent signal_subspace processing // *IEEE Transaction Acoustic, Speech and Signal Processing*. 1988. Vol. ASSP_36, No. 8, P. 1272–1281.
4. Ратынский М.В. Адаптация и сверхразрешение в антенных решетках. М.: Радио и связь, 2004. 199 с.
5. Черемисин О.П., Ратынский М.В., Комов А.А., Пушин А.Е. Эффективный проекционный алгоритм адаптивной пространственной фильтрации // *Радиотехника и электроника*. 1994. Т. 39, № 2. С. 259–263.
6. Малышкин Г.С. Экспериментальная проверка эффективности быстрых проекционных адаптивных алгоритмов // *Акустический журнал*. 2019. Т. 65, № 6. С. 828–847. doi:10.1134/S032079191906008X EDN: XAGYWC
7. Малышкин Г.С., Мельканович В.С. Классические и быстрые проекционные адаптивные алгоритмы в гидроакустике. С.-Петербург: ЦНИИ «Электроприбор», 2022. 266 с. EDN: DWCMLU
8. Малышкин Г.С. О возможности обнаружения и классификации шумовых источников на основе анализа их траекторий на выходе адаптивной пространственной обработки. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, 2023, Т. 16, № 2. С. 126–143. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(2)-9 EDN: JDFRCG
9. Малышкин Г.С. Об одном методе классификации гидроакустических источников излучения на выходе адаптивной пространственной обработки // «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». Труды Всероссийской конференции. Санкт-Петербург, 2023. С. 96–100. EDN: MAIRHB
10. Ширман Я.Д., Манжос В.Н. Теория и техника обработки радиолокационной информации на фоне помех. М.: Радио и связь, 1981, 416 с.
11. Лаваль Р., Лаваск И. Влияние неоднородностей и нестабильностей среды на пространственно временную обработку сигналов // *Подводная акустика и обработка сигналов*. М.: Мир, 1983. С. 43–68.
12. Бреховских Л.М., Андреева И.Б. и др. Акустика океана. М.: Наука, 1974. 693 с.

References

1. Capon J. High resolution frequency-wavenumber spectral analysis. *Proceedings of the IEEE*. 1969;57:1408–18. doi:10.1109/PROC.1969.7278
2. Schmidt RO. Multiple emitter location and signal parameter estimation. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1986; AP-34(3):276–80. doi:10.1109/TAP.1986.1143830
3. Wang H, Kaveh M. Focusing matrices for coherent signal subspace processing. *IEEE Transactions on Acoustic, Speech and Signal Processing*. 1988; ASSP-36(8):1272–81.
4. Ratynskiy MV. *Adaptation and super resolution in antenna arrays*. Moscow: Radio i Svyaz; 2004. 199 p. (In Russian).
5. Cheremisyn OP, Ratynskiy MV, Komov AA, Pushin AE. Efficient projective algorithm for adaptive spatial filtering. *Journal of Communications Technology and Electronics*. 1994;39(2):259–63. (In Russian).
6. Malyshkin GS. Experimental testing of the efficiency of fast projective adaptive algorithms. *Acoustical Physics*. 2019;65(6):749–64. doi:10.1134/S1063771019060071
7. Malyshkin GS, Melkanovich VS. *Classical and fast projective adaptive algorithms in hydroacoustics*. St. Petersburg: TsNIIMash Electrical Equipment; 2022. 266 p. (In Russian).
8. Malyshkin GS. On the possibility of detection and classification of noise sources based on analysis of their trajectories at the output of adaptive spatial processing. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023;16(2):126–143. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(2)-9 (In Russian).
9. Malyshkin GS. On a method for classifying hydroacoustic radiation sources at the output of adaptive spatial processing. In: *Proceedings of the All-Russian Conference «Advanced Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics»*. St. Petersburg: LEMA; 2023. p. 96–100. (In Russian).

Малышкин Г.С.

Malyshkin G.S.

10. Shirman YD, Manjous VN. *Theory and techniques for processing radar information*. Moscow: Radio i Svyaz; 1981. 416 p.
11. Laval R, Lavask I. Influence of inhomogeneities and instabilities of the medium on spatial-temporal signal processing. In: *Underwater Acoustics and Signal Processing*. Moscow: Mir; 1983. p. 43–68.
12. Brekhovskikh LM, Andreeva IB, et al. *Ocean Acoustics*. Moscow: Nauka; 1974. 693 p.

Об авторе

МАЛЫШКИН Геннадий Николаевич, доктор технических наук, профессор АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», SPIN-код (РИНЦ): 2872-2146, e-mail: genstepmal@yandex.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-9
EDN NVSWPK

УДК 528.8

© В. А. Родионов^{1*}, М. И. Калинов¹, В. П. Говорухин^{1,2}, 2025

¹Санкт-Петербургский научный центр РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб. д. 5

²Институт проблем транспорта им. Н.С. Соломенко РАН, д. 1, 199178, г. Санкт-Петербург, 12 линия В.О.

*var1959@mail.ru

Возможности и перспективы мониторинга морской обстановки на Севморпути космическими средствами дистанционного зондирования Земли

Статья поступила в редакцию 20.03.2025, после доработки 04.06.2025, принята в печать 17.06.2025

Аннотация

Проанализированы основные направления развития Северного морского пути на период до 2035 года. Представлены результаты анализа судоходства крупнотоннажных судов в период летней навигации на трассах Северного морского пути, а также параметры боковых отклонений от рекомендованных маршрутов и ширины полосы их движения. Рассмотрены состояние и перспективы развития отечественной орбитальной группировки космических аппаратов, решающих задачи дистанционного зондирования Земли в Арктике. Выполнен прогноз ожидаемых результатов применения существующих и перспективных космических систем при решении задач наблюдения за судоходством на Северном морском пути.

Ключевые слова: Северный морской путь, судоходство, рекомендованный маршрут, боковое отклонение, ширина полосы движения, космический аппарат, орбитальная группировка, космическая система, прогнозирование

© V. A. Rodionov^{1*}, M. I. Kalinov¹, V. P. Govorukhin^{1,2}, 2025

¹St. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 5 Universitetskaya Nab., St. Petersburg, 199034, Russia

²N.S. Solomenko Institute of Transport Problems of the Russian Academy of Sciences, 1 12th Liniya V.O., St. Petersburg, 199178, Russia

*var1959@mail.ru

Opportunities and Prospects for Monitoring the Marine Environment on the Northern Sea Route by Space Means of Remote Sensing of the Earth

Received 20.03.2025, Revised 04.06.2025, Accepted 17.06.2025

Abstract

The main directions of development of the Northern Sea Route for the period up to 2035 are analyzed. The results of an analysis of the navigation of large-tonnage vessels during summer navigation on the routes of the Northern Sea Route, as well as the parameters of lateral deviations from the recommended routes and the width of their lanes are presented. The state and prospects of development of the Russian orbital constellation of spacecraft solving the problems of remote sensing of the Earth in the Arctic are considered. The forecast of the expected results of the application of existing and prospective space systems in solving the problems of monitoring navigation on the Northern Sea Route has been carried out.

Keywords: Northern Sea Route, navigation, recommended route, lateral deviation, lane width, spacecraft, orbital grouping, space system, forecasting.

Ссылка для цитирования: Родионов В.А., Калинов М.И., Говорухин В.П. Возможности и перспективы мониторинга морской обстановки на Севморпути космическими средствами дистанционного зондирования Земли // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 123–136. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-9) EDN: NVSWPK
For citation: Rodionov V.A., Kalinov M.I., Govorukhin V.P. Opportunities and Prospects for Monitoring the Marine Environment on the Northern Sea Route by Space Means of Remote Sensing of the Earth. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):123–136. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-9)

1. Введение

«В зоне особого внимания — дальнейшее развитие Северного морского пути. Мы приглашаем зарубежные логистические компании, государства активно использовать возможности этого глобального транспортного коридора. В прошлом году по нему прошло 36 миллионов тонн груза. ... Обеспечим круглогодичную навигацию на Севморпути» (из послания Президента Российской Федерации Федеральному собранию 29 февраля 2024 г.) [1].

Цели и стратегические задачи развития Северного морского пути (СМП) на ближайшую перспективу определены рядом документов, основными являются: Транспортная стратегия Российской Федерации на период до 2030 года (с изменениями на 12 мая 2018 года, утверждена Постановлением Правительства Российской Федерации № 1734-р от 22.11.2008 г.); Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» (в ред. от 02.12.2019 г.); План развития инфраструктуры Северного морского пути на период до 2035 года (утвержден Распоряжением Правительства Российской Федерации от 21 декабря 2019 г. № 3120-р) [2].

2. Состояние и перспективы мониторинга судоходства на СМП

Северный морской путь ограничен западными входами в новоземельские проливы и меридианом, проходящим на север от мыса Желания, и на востоке в Беринговом проливе параллелью 66°с.ш. и меридианом 168°58'37"з.д. Длина Северного морского пути от Карских Ворот до бухты Провидения составляет около 5600 км (рис. 1).



Рис. 1. Акватория СМП с морскими портами и маршрутами движения судов [3]

Fig. 1. The NSR water area with seaports and shipping routes [3]

Планом развития СМП до 2035 года предусматривается дальнейшее увеличение его грузопотока. Так в 2014 году он составлял около четырех миллионов тонн, к 2026 году с учетом северного завоза, транзитных потоков и прочих грузов стоит задача обеспечить провозную способность на уровне 100 миллионов тонн и 200 миллионов тонн — к 2030 году [1].

План содержит пять основных разделов [1]. Первый — формирование грузовой базы. В настоящее время уже имеются соглашения с ведущими арктическими компаниями на СМП, также планируется привлекать перспективные грузы от новых проектов, развивать каботажные и транзитные перевозки. С 2022 года запущена регулярная каботажная линия между Мурманском и Камчаткой. Второй — создание наземной транспортно-инфраструктуры. Создается и модернизируется 14 портов и терминалов от Мурманска до Владивостока. Третий — развитие флота. Ведется строительство нового ледокольного и транспортного флота

ледового класса, всего 153 судна. Четвертый — обеспечение безопасности судоходства по СМП. Включает новую орбитальную группировку (ОГ) космических аппаратов (КА), развитие гидрографического и гидрометеорологического обеспечения, аварийно-спасательной и медицинской инфраструктуры. В ближайшие два года планируется обеспечить оперативную ледовую разведку из космоса. Пятый пункт плана — это централизация управления и развития судоходства по СМП. Основные полномочия по управлению судоходством на СМП переданы Росатому. Создается единая экосистема для всех участников Севморпути, цифровая платформа, где грузоотправители получают эффективную логистику, моряки — безопасную навигацию, а государство — прозрачную систему управления.

СМП в навигационном отношении представляет собой одну из самых сложных и опасных морских транспортных коммуникаций, отличающуюся большой протяженностью, обширными мелководными участками, удаленными от берега на значительные расстояния, многочисленными районами, гидрографическая изученность рельефа дна которых является недостаточной, и тяжелыми ледовыми условиями. Тем не менее, начиная с 2010 года, в арктической транспортной системе стал использоваться режим круглогодичной навигации [4].

Трассы СМП в основном пролегают по участкам арктических морей, где имеются многочисленные подводные опасности (рис. 1, 2). Основной особенностью прибрежных трасс является их мелководность. Прибрежные трассы незначительно удалены от материкового берега, что позволяет на большинстве участков трасс видеть средства навигационного оборудования. Также это не затрудняет проведение морских аварийно-спасательных операций.



Рис. 2. Обзорная схема прогноза Арктических акваториальных производственных комплексов (АТПК) и маршрутов движения судов [5]

Fig. 2. Overview diagram of the forecast of the Arctic aquaterritorial production complexes (ATPC) and ship routes [5]

Высокоширотная трасса делится на альтернативную и основную высокоширотные трассы. Альтернативная трасса проходит севернее основной трассы по относительно большим глубинам. Основной недостаток маршрута — пересечение области вероятного положения многолетних ледовых массивов. Отдельные участки высокоширотных трасс удалены на большое расстояние от материкового берега, что не позволяет использовать зрительные средства навигационного оборудования.

Приполюсная трасса — это глубоководная трасса, которая проходит от Мурманска до Берингова пролива. Приполюсные трассы по всей протяженности имеют достаточно большие глубины. Многолетний лед, перекрывающий трассу практически круглый год, является основным фактором, который влияет на безопасное судоходство. Приполюсные трассы удалены от берега на большие расстояния, что затрудняет проведение морских аварийно-спасательных операций. С наличием мощных ледоколов, которые будут преодолевать ледовые поля до 4 м, трасса станет перспективным маршрутом.

Основной объем грузоперевозок по СМП составляют перевозки Карского моря. Навигационные условия в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях, являются менее благоприятными. Также этим акваториям присуща изменчивость гидрометеорологических условий и обилие мелководных участков, а также районов с недостаточной изученностью рельефа дна.

Современный уровень гидрографической изученности восточной части СМП не в полной мере соответствует стандартам Международной гидрографической организации, устанавливаемым для проведения съемки рельефа дна в районах плавания судов с предельно малым безопасным запасом воды под килем [6, 7]. Для устранения этого несоответствия все районы, по которым проходят маршруты крупнотоннажных судов, требуют высокой точности и подробности обследования, которые должны гарантировать обнаружение подводных препятствий с линейными размерами до 1 м с нанесением их местоположения на морские навигационные карты. Поэтому выход судна за пределы обследованной полосы связан с возможной его посадкой на неизвестную мель, что подтверждается результатами исследований, обобщенных в работах [8–10].

В [11] представлены результаты исследования боковых отклонений траектории движения судов от рекомендованных маршрутов в акваториях Чукотского моря (пролив Лонга), Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых в летне-осеннюю навигацию 2019 года (рис. 3).

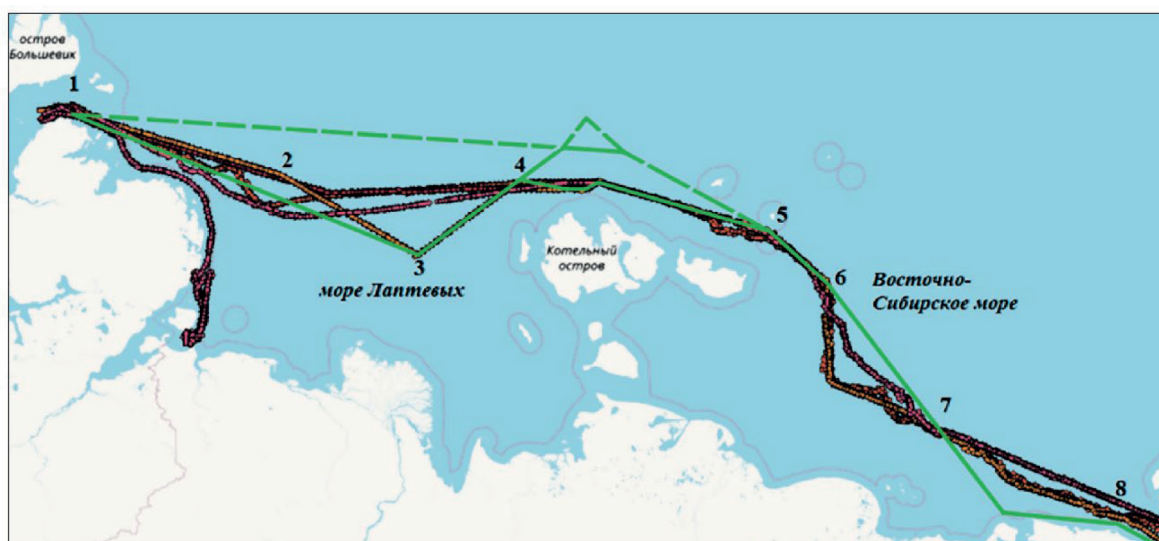


Рис. 3. Схема боковых отклонений траекторий движения судов от рекомендованных маршрутов в акваториях Чукотского моря (пролив Лонга), Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых [11]

Fig. 3. Diagram of lateral deviations of ship trajectories from the recommended routes in the waters of the Chukchi Sea (Long Strait), the East Siberian Sea and the Laptev Sea [11]

Рекомендованные маршруты на схеме выделены зеленым цветом. Сплошными линиями отмечены участки обследованных рекомендованных маршрутов, пунктирными — перспективные маршруты, на которых планируется провести площадное обследование. Коричневыми линиями показаны траектории движения крупнотоннажных судов, построенных по данным, полученным от судовых навигационных систем. В количественном виде боковые отклонения представлены в табл. 1.

В табл. 1 номера участков соответствуют номерам точек, показанных на рис. 3. На участках 1–2 в июле 2019 г. среднее боковое отклонение составляло 8 миль. В августе–октябре средняя величина боковых отклонений увеличилась и составила: в августе до 47 миль, в сентябре до 28 миль, в октябре до 23 мили. В ноябре величина боковых отклонений сократилась до 12 миль.

На участках 2–4 подавляющее большинство крупнотоннажных судов курсируют между основной и альтернативной высокоширотной трассой, и только малая часть — по основной трассе. На данном участке величина боковых уклонений практически постоянна, в течение всей летней навигации она находится в пределах 50,0–67,5 миль.

Трассы движения судов в Восточном-Сибирском море на участках 6–7 и 7–8 значительно отклоняются от рекомендованных маршрутов. На участке 6–7 траектории части судов проходят вдоль основной высокоширотной трассы, траектории другой части судов проходят по альтернативному маршруту. С августа по

Таблица 1

Table 1

Боковые отклонения траекторий движения крупнотоннажных судов от рекомендованных маршрутов [11]

Lateral deviations of the trajectories of large-tonnage vessels from the recommended routes [11]

Месяц	Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море (пролив Лонга)	
	Западная часть, участок 1–2, max/min миль	Восточная часть, участок 2–4, max/min миль	Западная часть, участок 6–7, max/min миль		Восточная часть, участок 7–8, max/min миль	Участок 8–9, max/min миль
			«О»	«А»		
Июль	2/13	45/55	—	8/35	15/40	6/15
Август	7/40	60/90	7/12	1/40	7/40	7/20
Сентябрь	8/20	50/80	8/30	8	30/70	13/16
Октябрь	5/18	60/75	7/70	—	10/95	1/20
Ноябрь	2/10	60/90	5/80	—	40/100	2/30

Примечание. «О» — основная высокоширотная трасса в Восточно-Сибирское море, «А» — альтернативная.

сентябрь 2019 г. по движению судов наблюдались колебания величины боковых отклонений в пределах 8–20,5 миль на альтернативной трассе и 9,5–19,5 миль на основной. С октября по ноябрь суда на участке 6–7 курсировали только по основной трассе, в этот период величина боковых отклонений в среднем составляла 40 миль.

На участке 7–8 с июля по август боковые отклонения от рекомендованного маршрута составляют 23,5–27,5 миль, а с сентября по октябрь данная величина составляет 50–70 миль. В Чукотском море на участке 8–9 величина отклонений колеблется в среднем от 10,5 до 16 миль. Значения ширины полос движения судов на различных участках акватории в зависимости от месяца приведены в табл. 2.

Таблица 2

Table 2

Ширина полосы движения крупнотоннажных судов на участках Чукотского моря (пролив Лонга), Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых в основной период навигации СМП [11]

The width of the traffic lanes of large-tonnage vessels in the sections of the Chukchi Sea (Long Strait), the East Siberian Sea and the Laptev Sea during the main navigation period of the NSR [11]

Месяц	Ширина полосы движения судов, мили				
	Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море (пролив Лонга)
	Западная часть, участок 1–2	Восточная часть, участок 2–4	Западная часть, участок 6–7	Восточная часть, участок 7–8	
Июль	30	15	35	26	20
Август	24	26	105	40	20
Сентябрь	15	26	75	40	23
Октябрь	14	22	60	35	25
Ноябрь	20	34	60	15	7

Приведенные в таблице данные показывают, что ширина полосы движения судов во всей акватории гораздо больше, чем 2 км, и имеет непостоянный характер. В западной части моря Лаптевых минимальная ширина полосы движения составляет 14 миль, в восточной части — 15 миль. В западной части Восточно-Сибирского моря минимальная ширина полосы движения составляет 35 миль, в восточной части — 15 миль, в Чукотском море (пролив Лонга) — 7 миль. Максимальная ширина полосы движения судов в море Лаптевых достигает 34 миль в ноябре, в Восточно-Сибирском море — 105 миль в августе, в Чукотском море — 25 миль в октябре [11].

Данные, полученные в процессе анализа трасс и полос движения крупнотоннажных судов в период 2019 года, показывают на существенное отклонение от рекомендованных маршрутов на участках, в том числе там, где не проводилось площадное обследование (линия зеленого цвета — рекомендованный маршрут на рис. 4).



Рис. 4. Трассы движения крупнотоннажных судов в период зимней навигации 2020 года в Карском море [2]

Fig. 4. Routes of large-tonnage vessels during the winter navigation in 2020 in the Kara Sea [2]

По данным 2023 года по трассам СМП прошли 430 уникальных судов без ледового класса и 164 — с низкими ледовыми классами (Ice1 — Ice3), а также более оснащенные суда, которые могут перемещаться в достаточно трудных условиях, — 135 (Arc4 — Arc5) и 37 (Arc6 — Arc7), [12]. Данное обстоятельство (загруженность СМП и наличие отклонений (полос) движения судов от рекомендованных маршрутов) приводит к существенному усложнению навигационной коммуникации и необходимости создания постоянно действующей системы мониторинга морской обстановки на СМП с целью контроля и оперативного реагирования на ее изменения в интересах обеспечения безопасного плавания судов (в рамках данной статьи мониторинг морской обстановки ограничивается контролем текущего местоположения судов на маршрутах СМП). С учетом современных реалий важными элементами этой системы могут быть отечественные космические системы (КС) дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), способные решать задачи мониторинга морской обстановки в Арктике и по маршруту Северного морского пути.

По состоянию на 01.01.2025 г. к таким системам можно отнести КС радиолокационного наблюдения (РЛН) с двумя КА типа «Кондор-ФКА», КС оптико-электронного наблюдения (ОЭН) с одним КА типа «Ресурс-П» и КС оптико-электронного наблюдения с пятью КА типа «Канопус».

При прогнозировании результатов применения указанных КС ДЗЗ для мониторинга СМП необходимо учитывать ряд особенностей:

- возможность распознавания морских судов в условиях фоно-целевой обстановки (ФЦО) различной степени сложности;
- наличие (отсутствие) априорной информации о судах, осуществляющих переход в заданном для наблюдения районе;
- условия наблюдения, определяемые освещенностью района;
- времена устаревания данных об обстановке в регионе;
- времена задержки информации от момента подачи заявки на получение данных о морской обстановке до момента получения потребителем готового продукта КС ДЗЗ и др.

Многочисленные исследования и опыт применения КС ДЗЗ для мониторинга морской обстановки показали, что правильное распознавание морских судов возможно на радиолокационных (оптических) изображениях, полученных с разрешением не хуже 5–10 м. Такая разрешающая способность обеспечивается при работе КА типа «Кондор-ФКА» в обзорном режиме с максимальной шириной полосы обзора 100 км. Для КА типа «Ресурс-П» в режиме широкозахватного наблюдения высокого разрешения ширина полосы обзора составляет 97 км (в надире). КА типа «Канопус» в режиме панхроматического наблюдения имеют полосу обзора 20 км (в надире).

При решении задач мониторинга судоходства могут быть использованы два варианта получения данных о морской обстановке. В первом варианте считается, что имеется априорная информация о морской

обстановке, полученная от других источников и объекты наблюдения находятся в некоторой ограниченной области возможного положения. Для просмотра такой области возможного положения объекта наблюдения (ОВПОН) производится необходимый заблаговременный поворот антенного устройства (для КА типа «Кондор-ФКА») или разворот всего КА (для КА типа «Ресурс-П» и КА типа «Канопус»). Потенциальные размеры полос обзора КА при этом существенно увеличиваются с учетом технически возможных углов визирования объектов наблюдения. Для КА типа «Кондор-ФКА» углы визирования (падения) составляют ± 24 – 55 градусов, для КА типа «Ресурс-П» — ± 45 градусов, для КА типа «Канопус» — ± 40 градусов.

При втором варианте предполагается отсутствие априорной информации об объектах наблюдения. В этом случае считается, что КА типа «Кондор-ФКА» просматривает полосу обзора шириной 100 км при минимальном угле визирования (падения) 24 градуса, а КА типа «Ресурс-П» и КА типа «Канопус» — 97 км и 20 км (в надири) соответственно. Направление поворота антенного устройства КА типа «Кондор-ФКА» выбирается в зависимости от того, в какую (правую или левую) полосу обзора попадает район наблюдения [13–15].

Для прогнозирования результатов применения КС ДЗЗ, способных решать задачу мониторинга морской обстановки в районе Восточно-Сибирского моря (Восточный сектор маршрута СМП) использовался известный сценарно-временной метод и соответствующая ему компьютерная методика, с адаптированной к решаемой задаче формой представления результатов [16–17].

Содержанием сценарно-временного метода является трансформация массива исходных данных в оценки искомых показателей:

- эффективности применения системы — вероятности слежения за ОН с заданным допустимым временем устаревания данных (далее — вероятности слежения);
- периодичности — максимального интервала времени между обнаружениями ОН с вероятностью не ниже 0,8 (далее — периодичности или интервала времени между обнаружениями);
- количества обнаружений ОН в сутки (далее — количества обнаружений).

Основой прогнозирования результатов применения КС ДЗЗ для мониторинга заданного района является определение фактов обнаружения объектов наблюдения (ОН) на морской поверхности. При этом под обнаружением ОН понимается сложное событие, включающее:

- покрытие полосой обзора КА заданного района;
- попадание ОН в полосу обзора КА;
- фиксацию ОН бортовым специальным комплексом (БСК) КА;
- прием информации о зафиксированных объектах на пункте приема информации (ППИ);
- распознавание ОН в условиях фоно-целевой обстановки различной степени сложности.

Основные этапы прогнозирования результатов применения КС ДЗЗ в заданном районе:

- 1) выбор исходных данных;
- 2) моделирование процесса функционирования КС ДЗЗ (генерация событий «обнаружение объекта») и накопление полученных результатов;
- 3) расчет показателей прогноза (эффективности применения КС ДЗЗ, периодичности и количества обнаружений ОН) и их представление в удобной для анализа форме;
- 4) анализ результатов прогнозирования применения КС ДЗЗ, выработка рекомендаций и определение направлений дальнейших исследований.

В общем случае исходные данные включают:

- характеристики космических аппаратов;
- данные о районах наблюдения;
- количество разыгрываемых объектов, имитирующих неопределенность положения ОН в районе;
- характеристики пунктов приема информации;
- устанавливаемое для оценки эффективности слежения за ОН допустимое время устаревания данных;
- время устаревания априорных данных об объектах наблюдения;
- выбор формы представления получаемых результатов;
- время начала интервала оценки;
- продолжительность интервала оценки.

Для оценки эффективности слежения за ОН были заданы два значения допустимого времени устаревания данных: 12 ч и 24 ч. Время устаревания априорных данных (соответствующее минимальному значению вероятности правильного распознавания ОН при его первичном обнаружении) — одни сутки. Продолжительность интервала оценки (с учетом времени стабилизации среднего значения вероятности

слежения за ОН) — 6 сут. Неопределенность положения и состояния объекта наблюдения создавалась путем имитации (розыгрыша) 100 объектов, равномерно распределенных в заданном районе, и их возможного маневра (перемещения) в пределах этого района между пролетами КА. При этом в каждом пролете КА производилось определения координат и состояния каждого объекта, имитирующего один из возможных сценариев действий ОН. Считалось, что КА ДЗЗ, осуществляющие решение задач мониторинга СМП, постоянно находятся в зоне радиовидимости одного или нескольких ППИ Единой территориально распределенной информационной системы ДЗЗ и передают на них первичную целевую информацию о морской обстановке.

Форма отображения получаемых в процессе прогнозирования результатов приведена на рис. 5. В левой верхней части формы представлено графическое отображение района наблюдения и начальных отрезков трасс полета КА на фоне цифровой морской карты, приведены данные о границах района и количестве КА ДЗЗ в орбитальной группировке. Ниже представлены данные о баллистической структуре ОГ КА: долготы восходящих узлов орбит КА и времена их прохождения. КА РЛН обозначены красным цветом, КА ОЭН — синим. В нижней левой части формы приводятся мгновенные и средние значения вероятностей слежения за ОН W_s , W_z с допустимым временем устаревания данных 24 ч и 12 ч соответственно.

В верхней средней части формы представлены в цифровом виде данные о графике пролетов КА над заданным районом (первая или другая страницы): N — номер пролета, КА — номер КА, T — время пролета (сутки, часы, минуты), dT — интервал времени между соседними пролетами (часы, минуты), tip — тип КА (1 — ОЭН, 2 — РЛН). Ниже производится отображение особым символом «•» фактов появления события «Обнаружение объекта» для каждого из 100 разыгранных объектов в каждом пролете КА над заданным районом. В нижней средней части формы представлены дифференциальный и интегральный законы распределения вероятностей попадания в различные временные интервалы между обнаружениями, а также значение максимального интервала между обнаружениями с вероятностью не ниже 0,8.

В правой части формы в графическом виде приводятся данные о временах пролета каждого КА над заданным районом на интервале оценки (обозначены символами «•») (график «Номера КА»), а также данные об их информативности — доле площади района dS, просмотренной каждым КА (nka — номер КА) на интервале оценки (график «Обзор»). В правой нижней части формы представлены данные о количестве обнаружений объектов.

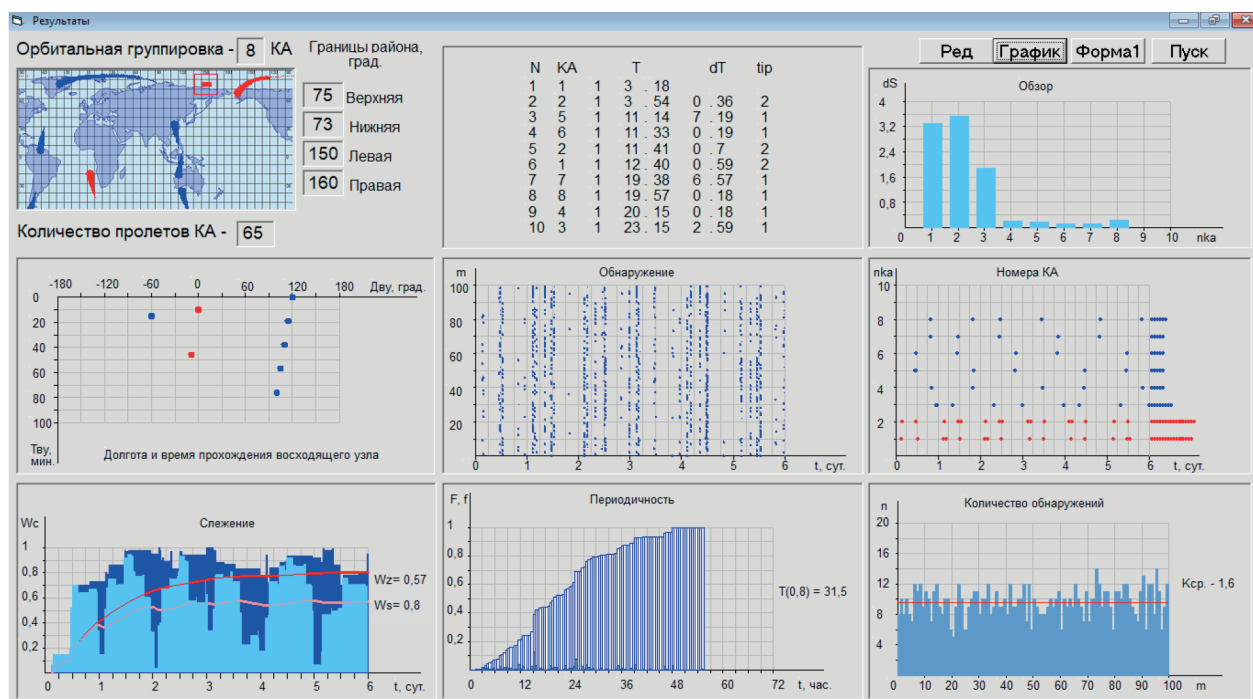


Рис. 5. Форма отображения получаемых результатов при прогнозировании применения КС ДЗЗ в заданном районе при постоянно светлом времени суток (вариант 2)

Fig. 5. The form of displaying the results obtained when predicting the use of remote sensing systems in a given area at a constantly bright time of day (option 2)

Таблица 3

Table 3

Результаты прогнозирования применения КС ДЗЗ для мониторинга судоходства в Восточно-Сибирском море (вариант 1)

The results of forecasting the use of remote sensing systems for monitoring navigation in the East Siberian Sea (option 1)

Условия наблюдения	Вероятность слежения за ОН при времени устаревания данных 12 ч	Вероятность слежения за ОН при времени устаревания данных 24 часа	Максимальный интервал времени между обнаружениями ОН с вероятностью не ниже 0,8 ч	Среднее количество обнаружений ОН в сутки
Постоянно светлое время суток	0,97	0,97	6,5	17,1
Постоянно темное время суток	0,87	0,97	15,5	4,6
Светлое время суток с 10 до 16 ч	0,87	0,97	15,0	8,9

Таблица 4

Table 4

Результаты прогнозирования применения КС ДЗЗ для мониторинга судоходства в Восточно-Сибирском море (вариант 2)

The results of forecasting the use of remote sensing systems for monitoring navigation in the East Siberian Sea (option 2)

Условия наблюдения	Вероятность слежения за ОН при времени устаревания данных 12 ч	Вероятность слежения за ОН при времени устаревания данных 24 ч	Максимальный интервал времени между обнаружениями ОН с вероятностью не ниже 0,8, ч	Среднее количество обнаружений ОН в сутки
Постоянно светлое время суток	0,57	0,80	31,5	1,6
Постоянно темное время суток	0,49	0,73	38,5	1,2
Светлое время суток с 10 до 16 ч	0,52	0,76	35,5	1,2

Анализ полученных результатов показал их существенную зависимость от выбранного варианта получения данных о морской обстановке. При первом варианте обеспечивается практически непрерывное (с вероятностью не ниже 0,87–0,97) слежение за ОН с периодичностью 6,5–15,5 ч в любое (темное или светлое) время суток. При втором варианте — значения показателей прогноза существенно снижаются: вероятность слежения за ОН составляет 0,4–0,8, а периодичность возрастает до 31,8–38,5 ч. Количество обнаружений ОН при этом снижается в 4–10 раз (с 4,6–17,1 до 1,2–1,6).

Следует учитывать, что время устаревания данных от момента приема передаваемой с КА ДЗЗ информации на ППИ до ее предоставления потребителям составляет от 12 до 24 ч [13–15]. Иными словами, суммарное время ожидания потребителями данных о морской обстановке может составить от 18,5 до 62,5 ч.

В процессе исследований, кроме того, выполнено прогнозирование результатов применения КС ДЗЗ по всему маршруту Северного морского пути [18].

Форма отображения процесса прогнозирования, его результатов и получаемых оценок представлена на рис. 6. В отличие от предыдущего рис.ка на рис. 6 приведена более подробная информация, характеризующая исследуемый процесс.

В левой верхней части формы на фоне ЦМК отображаются:

- маршрутные точки;
- маршрут перехода;
- заданный район;
- области возможного положения ОН при его обнаружении (белые круги в красных окружностях по маршруту перехода);

- потенциальное количество КА в системе (12 красных окружностей в нижней части ЦМК);
- активные КА (белые круги в красных окружностях) и их номера (номера неактивных КА равны нулю).

Ниже приводятся графики с оценками эффективности решения частных задач наблюдения и периодичности обнаружения ОН. В правых частях этих графиков представлены следующие данные (оценки):

- максимальное время, необходимое для решения задачи обнаружения ОН, ч — T_0 ;
- вероятности обнаружения и выявления ОН — W_0 , W_{v2} , W_{v3} ;
- вероятности слежения за ОН — P_s , P_z (мгновенные значения) и W_s , W_z (средние значения) (время устаревания данных — 24 и 12 ч соответственно);
- максимальные значения интервалов времени между обнаружениями ОН с вероятностью не ниже 0,5; 0,8; 1,0 — $T(0,5)$; $T(0,8)$; $T(1,0)$.

В средней нижней части формы представлены законы распределения вероятностей попадания в интервалы времен ожидания обнаружения, а также их числовые характеристики. Кроме того, указаны значения количества обнаружений n для каждого из 100 объектов, имитирующих неопределенность положения ОН в его области возможного положения на интервале оценки.

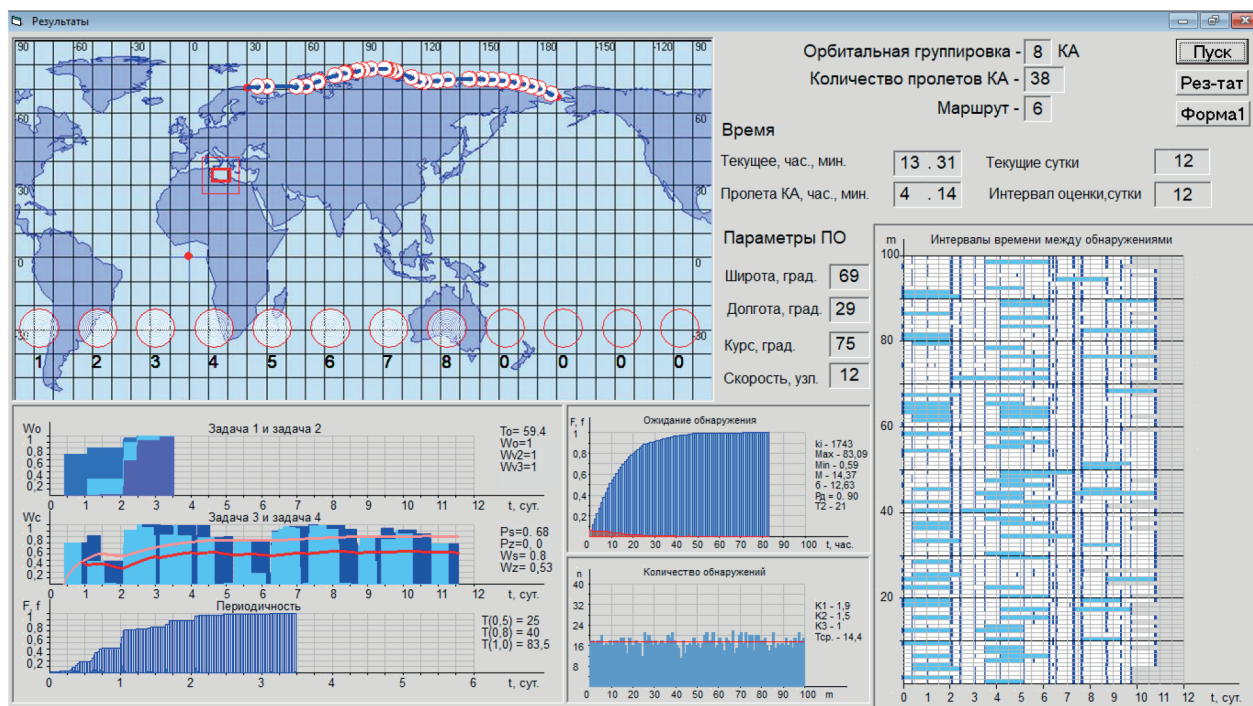


Рис. 6. Форма отображения получаемых результатов при прогнозировании применения КС ДЗЗ по маршруту Северного морского пути при постоянно светлом времени суток (вариант 2)

Fig. 6. The form of displaying the results obtained when predicting the use of remote sensing systems along the route of the Northern Sea Route at a constantly bright time of day (option 2)

Приводятся максимальное значение времени ожидания обнаружения с вероятностью не ниже 0,8 — T_2 и максимальное, среднее и минимальное значения количества обнаружений ОН в сутки (K_1 , K_2 , K_3). Показатель T_{cp} характеризует среднее время (ч) между обнаружениями ОН (по всей совокупности интервалов времени между его обнаружениями).

В правой средней и нижней частях формы представлен график, иллюстрирующий основные результаты прогнозирования в виде условных символов (синих прямоугольников), соответствующих появлению события «обнаружение ОН» для каждого объекта в каждом пролете КА. Интервалы времени между обнаружениями ОН, превышающие значение $T(0,8)$, показаны на графике более темным цветом.

В правой верхней части формы содержится информация о количестве КА в орбитальной группировке, количестве пролетов КА над ОВПОН, номере маршрута перехода. Ниже указываются текущее время функционирования КС ДЗЗ, время пролета КА, текущие сутки и интервал оценки. Данные о текущих значениях широты, долготы, курса и скорости ОН приведены в средней части формы.

Сравнительный анализ полученных результатов прогнозирования в Восточно-Сибирском море и по маршруту Северного морского пути показал, что в среднем они отличаются не более, чем на 15–20 %, что обусловлено перемещением ОВПОН.

Ожидаемое в ближайшие годы наращивание в 1,5–2 раза орбитальной группировки отечественных КА ДЗЗ, способных фиксировать местоположение морских судов с разрешающей способностью не хуже 5–10 метров, позволит на ≈ 50 –70 % улучшить значения показателей прогноза результатов применения КС ДЗЗ. Тем не менее, даже при таком составе ОГ КА ДЗЗ решение задач мониторинга морской обстановки с допустимым временем устаревания информации (1–2 ч), позволяющем оперативно осуществлять контроль и управление морскими судами при их отклонении от рекомендованного (заданного) маршрута, невозможно.

Одним из путей реализации такой возможности является создание в перспективе многоспутниковых систем ДЗЗ и разработка быстродействующих судовых и наземных комплексов, решающих задачи обра-

ботки поступающей от КА информации в реальном масштабе времени. Пример прогнозирования результатов применения такой КС ДЗЗ представлен на рис. 7. Рассмотрена многоспутниковая КС ДЗЗ, орбитальная группировка которой состоит из 48 КА РЛН (6 групп по 8 КА в группе). Высота орбиты каждого КА — 500 км, наклонение орбиты — 98 градусов, полоса обзора — 2×100 км. Углы между плоскостями орбит первых КА в группе — 60 градусов и углы сдвига по долготе восходящего узла каждого КА в группе — 20 градусов. Район наблюдения — Восточно-Сибирское море. В верхней средней части формы приводится справочная информация о количестве КА в ОГ (nka), номере суток начала интервала оценки (td), продолжительности интервала оценки (toz), временах устаревания (tu1, tu2), наклонении орбиты каждого КА (i), высоте полета КА (h), количестве полос обзора, отстоянии ближней и дальней границ полосы обзора от подспутниковой точки (b).

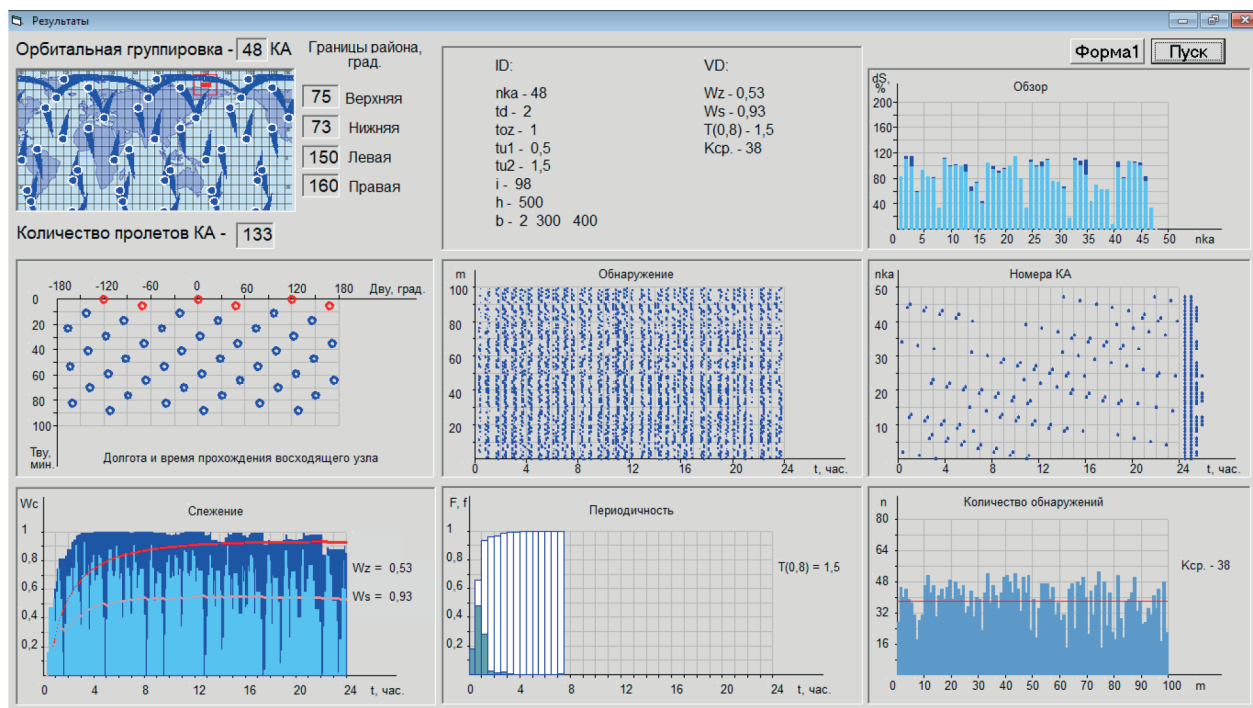


Рис. 7. Форма отображения получаемых результатов при прогнозировании применения КС ДЗЗ в заданном районе (вариант 2)

Fig. 7. The form of displaying the results obtained when predicting the use of remote sensing systems in a given area (option 2)

Анализ полученных результатов показал, что при рассмотренных исходных данных периодичность наблюдения морских судов в районе составит 1,5 ч с вероятностью не ниже 0,8. Передача информации о зафиксированной морской обстановке на наземные комплексы и ее обработка в реальном масштабе времени позволит соответствующим органам управления сформировать необходимые рекомендации по корректуре маршрута движения судов в районе. Аналогичная информация на судовых комплексах послужит предупреждением о необходимости изменения курса судна.

Полученные оценки носят предварительный характер. Для повышения достоверности получаемых оценок целесообразно продолжить исследования в следующих направлениях:

- максимальное приближение исходных данных к реальной обстановке в соответствии с планами развития отечественных космических средств ДЗЗ;
- увеличение количества районов наблюдения;
- рациональное сочетание обзорных и детальных режимов работы БСК КА;
- учет ограничений в работе бортового специального комплекса КА;
- использование данных радиоэлектронного мониторинга района наблюдения другими космическими системами;
- учет пропускной способности пунктов приема информации от КА ДЗЗ;
- учет особенностей планирования применения КА ДЗЗ и определение приоритетности решения задач мониторинга Северного морского пути;

- учет особенностей информационного взаимодействия КС ДЗЗ с другими элементами системы мониторинга морской обстановки на СМП;
- развитие и совершенствование научно-методического аппарата прогнозирования применения КС ДЗЗ для мониторинга морской обстановки в различных районах Мирового океана.

3. Заключение

1. Выявлена необходимость создания системы мониторинга морской обстановки на СМП с целью контроля и оперативного реагирования на ее изменения в интересах обеспечения безопасного плавания судов.
2. Важными элементами этой системы могут быть отечественные космические системы дистанционного зондирования Земли, способные решать задачи мониторинга морской обстановки в Арктике и по маршруту Северного морского пути.
3. Ограниченный состав орбитальных группировок КА существующих отечественных космических систем ДЗЗ позволяет решать задачи мониторинга с большим временем ожидания искомых результатов. Выполненные исследования показали, что суммарное время ожидания потребителями данных о морской обстановке в районах СМП с вероятностью не ниже 0,8 может составить от 18,5 до 62,5 ч.
4. Для решения задачи оперативного контроля и управления морскими судами при их отклонении от рекомендованного (заданного) маршрута необходимы создание многоспутниковых систем ДЗЗ на базе малых космических аппаратов и разработка быстродействующих судовых и наземных комплексов, решающих задачи обработки поступающей от КА информации о морской обстановке в реальном масштабе времени.
5. Прогнозирование результатов применения многоспутниковой системы ДЗЗ показало, что 48 КА радиолокационного наблюдения с полосой обзора 2×100 км способны обеспечить периодичность наблюдения морских судов в районе 1,5 ч с вероятностью не ниже 0,8. Передача информации о зафиксированной морской обстановке на наземные комплексы и ее обработка в реальном масштабе времени позволит соответствующим органам управления сформировать необходимые рекомендации по корректуре маршрута движения судов в районе. Аналогичная информация на судовых комплексах (ППИ) послужит предупреждением о необходимости изменения курса судна.

Финансирование

Работа выполнена в рамках исполнения государственного задания СПбНЦ РАН № 075-00611-24-00 на 2025 год и на плановый период 2026 и 2027 годов за счет средств предоставленной Минобрнауки России субсидии (соглашение о предоставлении субсидии из федерального бюджета на финансовое обеспечение выполнения государственного задания от 16.01.2025 № 075-03-2025-478); государственного задания ИПТ РАН № 075-00600-25-00 на 2025 год и на плановый период 2026 и 2027 годов за счет средств предоставленной Минобрнауки России субсидии (соглашение о предоставлении субсидии из федерального бюджета на финансовое обеспечение выполнения государственного задания от 20.01.2025 № 075-03-2025-693).

Funding

The work was carried out as part of the execution of the state task of the IPT RAS № 075-00611-24-00 for 2025 and for the planned period of 2026 and 2027 at the expense of the subsidy provided by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement on the provision of subsidies from the federal budget for financial support for the implementation of the state task dated 15 January 2025 № 075-03-2025-478); part of the execution of the state task of the IPT RAS № 075-00600-25-00 for 2025 and for the planned period of 2026 and 2027 at the expense of the subsidy provided by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement on the provision of subsidies from the federal budget for financial support for the implementation of the state task dated 20.01.2025 № 075-03-2025-693).

Литература

1. *Логинова Н.Н.* Материалы к «Правительственному часу» в Совете Федерации 20 марта 2024 года «О транспортном потенциале СМП». URL: https://parlib.duma.gov.ru/common/upload/document_pravchas/I_ghsf200324.pdf (дата обращения: 03.02.2025).
2. *Андреева Е.В., Исаулова К.Я.* Перспективы развития СМП // Neftegaz.ru/2021. № 6. URL: <https://magazine.neftegaz.ru/articles/arktika/686530-perspektivy-razvitiya-smp/> (дата обращения: 03.02.2025). EDN: FOPMII

3. Акватория СМП с морскими портами и маршрутами движения судов. URL: <https://avatars.mds.yandex.net/i?id=024111abe42c49cec13f5b5b3bcb6cbd3846c1b4-12501258-images-thumbs&n=13> (дата обращения: 03.02.2025).
4. Смирнов А.А. Перспективы развития Северного морского пути (к 55-летию атомного ледокольного флота России) / А.А. Смирнов, С.А. Головинский // Арктика: экология и экономика. 2014. № 4 (16). С. 108–114. EDN: TIFYBN
5. Обзорная схема прогноза Арктических акваториальных производственных комплексов (АТПК) и маршрутов движения судов. URL: <https://avatars.mds.yandex.net/i?id=3d36c4287efd91c0500fafa3f186e55d4fec7d73-12190079-images-thumbs&n=13> (дата обращения: 03.02.2025).
6. MSC/ Circ.1023. MEPC/Circ.392. Guidelines for Formal Safety Assessment (FSA) for use in the IMO rulemaking process. London: International Maritime organization (IMO), 2002.
7. Zhao Hui, Hao Hu. Study on Economic Evaluation of the Northern Sea Route: Taking the Voyage of Yong Sheng as an Example // Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board. 2016;2549:78–85. doi:10.3141/2549–09 EDN: YYCXZV
8. Korolev I. Ju. Evaluation of the tolerance path of the vessel from the surveyed strip // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S.O. Makarova 2016;6(40):105–112. doi:10.21821/2309-5180-2016-8-6-105-112
9. Korolev I. Ju. Verification of methods for assessment of the permissible vessel variation from the highlatitude Northern Sea route // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admiral S.O. Makarova. 2017;9.1:88–94. doi:10.21821/2309-5180-2017-9-1-88-94
10. Olkhovik E. Formation of ship's movements in the aquatoria of the northern sea route".Transport business.???
11. Исаулова К.Я. Исследование маршрутов движения крупнотоннажных судов в Восточном секторе акватории Северного морского пути // Вестник Государственного университета морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова. 2020. Т. 12, № 4. С. 726–733. doi:10.21821/2309-5180-2020-12-4-726-733 EDN: JBPDGQ
12. Лежнева Л. Сложности перехода: для развития Севморпути потребуется еще до ста судов. URL: <https://iz.ru/1751203/liubov-lezhneva/slozhnosti-perekhoda-dlia-razvitiia-sevmorputi-potrebuetsia-eshche-do-sta-sudov>.
13. Государственная корпорация по космической деятельности «Роскосмос» Акционерное общество «Военно-промышленная корпорация «Научно-производственное объединение машиностроения». Руководство пользователя данными дистанционного зондирования Земли, получаемыми космической системой «Кондор-ФКА». 2023. URL: <https://www.roscosmos.ru/media/files/2023/2023.02.17.rukovodstvo.pol.zovatela.kondorfka.dla.saita.pdf>.
14. Государственная корпорация по космической деятельности «Роскосмос». Акционерное общество «Ракетно-космический центр «Прогресс». Руководство пользователя данными дистанционного зондирования Земли, получаемыми с космической системы «Ресурс-П». 2003. URL: <https://www.roscosmos.ru/media/files/2024/rukovodstvo.pol.zovatela.dannimi.dzz.polucaemimi.s.ks.resurs-p.pdf>.
15. Государственная корпорация по космической деятельности «Роскосмос». Акционерное общество «Корпорация «ВНИИЭМ». Руководство пользователя данными дистанционного зондирования Земли, получаемыми космической системой «Канопус-В». 2003. URL: <https://www.roscosmos.ru/media/files/2024/March/rukovodstvo.k-v.dla.saita.pdf>.
16. Гуляков В.В., Гуляков В.Э., Калинов М.И., Родионов В.А. Сценарно-временной метод прогнозирования результатов применения космических радиолокационных систем в интересах информационного обеспечения ВВСТ // Сборник научных трудов межотраслевой НПК «ВОКОР-2018». СПб.: НИИ КиВ ВМФ ВУНЦ ВМФ «Военно-морская академия», 2018. С. 101–106.
17. Анцев Г.В., Гуляков В.В., Калинов М.И., Родионов В.А. Опыт и перспективы применения отечественных космических систем радиолокационного и радиоэлектронного мониторинга морской поверхности. М.: АО «Концерн «Моринформсистема-Агат», 2018. № 1(13). С. 8–17.
18. Калинов М.И., Родионов В.А. Прогнозирование результатов применения космической системы радиолокационного наблюдения за судоходством по маршруту Северного морского пути // Сборник тезисов 32-й Международной научно-технической конференции «Экстремальная робототехника». СПб.: ООО «РА ФОРТУНА», 2021. 200 с. С. 29–30. EDN: JXDJOI

References

1. Loginova NN. Materials for the “Government Hour” in the Federation Council on March 20, 2024 “On the transport potential of the NSR”. URL: https://parlib.duma.gov.ru/common/upload/document_pravchas/I_ghsf200324.pdf (Accessed 2025 Feb 3).
2. Andreeva EV, Isaulova KY. Prospects for the development of the NSR. Neftegaz.ru. 2021;(6). URL: <https://magazine.neftegaz.ru/articles/arktika/686530-perspektivy-razvitiya-smp/> (Accessed 2025 Feb 30).

3. The NSR water area with seaports and shipping routes. URL: <https://avatars.mds.yandex.net/i?id=024111abe42c49ce-c13f5b5b3bcb6cbd3846c1b4-12501258-images-thumbs&n=13> (Accessed 2025 Feb 3).
4. Smirnov AA, Golovinsky SA. Prospects for the development of the Northern Sea Route (dedicated to the 55th anniversary of the Russian nuclear icebreaker Fleet). *Arctic: Ecology and Economics*. 2014;(4(16)):108–14.
5. Overview diagram of the forecast of Arctic aquaterritorial production complexes (ATPC) and ship routes. URL: <https://avatars.mds.yandex.net/i?id=3d36c4287efd91c0500fafa3f186e55d4fec7d73-12190079-images-thumbs&n=13> (Accessed 2025 Feb 3).
6. Guidelines for Formal Safety Assessment (FSA) for use in the IMO rulemaking process. MSC/Circ.1023. MEPC/Circ.392. London: International Maritime Organization (IMO); 2002.
7. Zhao H, Hu H. Study on Economic Evaluation of the Northern Sea Route: Taking the Voyage of Yong Sheng as an Example. *Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board*. 2016;2549:78–85. doi:10.3141/2549-09
8. Korolev IJ. Evaluation of the tolerance path of the vessel from the surveyed strip. *Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S.O. Makarova*. 2016;6(40):105–12. doi:10.21821/2309-5180-2016-8-6-105-112
9. Korolev IJ. Verification of methods for assessment of the permissible vessel variation from the highlatitude Northern sea route. *Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S.O. Makarova*. 2017;9(1):88–94. doi:10.21821/2309-5180-2017-9-1-88-94
10. Olkhovik E. Formation of ship's movements in the aquatoria of the northern sea route. *Transport business...*
11. Isaulova KY. Research of routes of movement of large-tonnage vessels in the Eastern sector of the Northern Sea Route. *Bulletin of the Admiral S.O. Makarov State University of the Marine and River Fleet*. 2020;12(4):726–33.
12. Lezhneva L. Transition difficulties: up to a hundred more vessels will be required for the development of the Northern Sea Route. URL: <https://iz.ru/1751203/liubov-lezhneva/slozhnosti-perekhoda-dlia-razvitiia-sevmorputi-potrebuetsia-eshche-do-sta-sudov> (Accessed 2025 Feb 3).
13. State Corporation for Space Activities “Roscosmos” Joint-stock Company “Military Industrial Corporation “Scientific and Production Association of Mechanical Engineering”. User’s Guide to remote sensing data of the Earth received by the space system “Condor-FKA”. 2023. URL: <https://www.roscoms.ru/media/files/2023/2023.02.17.rukovodstvo.pol.zovatela.kondor-fka.dla.saita.pdf>.
14. State Corporation for Space Activities “Roscosmos”. Progress Rocket and Space Center Joint Stock Company. Guide user’s remote sensing data received from the Resurs-P space system. 2003. URL: <https://www.roscoms.ru/media/files/2024/rukovodstvo.pol.zovatela.dannimi.dzz.polucaemimi.s.ks.resurs-p.pdf>.
15. State Corporation for Space Activities “Roscosmos”. VNIIE Corporation Joint Stock Company. User’s Guide to Earth remote sensing data received by the Canopus-V space system. 2003. URL: <https://www.roscoms.ru/media/files/2024/March/rukovodstvo.k-v.dla.saita.pdf>.
16. Gulyakov VV, Gulyakov VE, Kalinov MI, Rodionov VA. A scenario-time method for predicting the results of using space radar systems in the interests of information support for the Russian Space Forces. Collection of scientific papers of the intersectoral Research and Development Company VOCOR-2018. St. Petersburg, Research Institute of the Naval Research Institute of the Russian Academy of Sciences “Naval Academy”. 2018. pp. 101–106.
17. Antsev GV, Gulyakov VV, Kalinov MI, Rodionov VA. *Experience and prospects of using domestic space systems for radar and radioelectronic monitoring of the sea surface*. Moscow: Concern Morinformsystem-Agat. 2018;(1(13)):8–17.
18. Kalinov MI, Rodionov VA. Forecasting the results of using a space-based radar surveillance system for navigation along the Northern Sea Route. *Collection of abstracts of the 32nd International Scientific and Technical Conference “Extreme Robotics”*, St. Petersburg: RA FORTUNA LLC; 2021. p. 29–30.

Об авторах

РОДИОНОВ Владислав Александрович, главный научный сотрудник СПбНЦ РАН, доктор технических наук, профессор, ORCID: 0000-0001-7779-7554, Scopus AuthorID: 57221787342, SPIN-код (РИНЦ): 3597-0635, e-mail: var1959@mail.ru

КАЛИНОВ Михаил Иванович, ведущий научный сотрудник СПбНЦ РАН, доктор технических наук, профессор, ORCID: 0000-0002-2436-3354, SPIN-код (РИНЦ): 5612-6163, e-mail: cesavo@mail.ru

ГОВОРУХИН Валерий Павлович, заместитель директора по научной работе ИПТ РАН, ведущий научный сотрудник СПбНЦ РАН, кандидат технических наук, профессор, ORCID: 0000-0002-5161-9394, SPIN-код (РИНЦ): 8698-1270, e-mail: vgovorukhin@iptran.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-10
EDN ONRDHI

УДК 504.455; 519.688; 528.88

© С. А. Кондратьев, С. Д. Голосов, И. С. Зверев, А. М. Расулова*, 2025

Институт озераедения Российской академии наук — обособленное структурное подразделение
Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра РАН, 196105, г. Санкт-Петербург,
ул. Севастьянова, д. 9

*arasulova@limno.ru

Дистанционная оценка глубины водоемов по дате начала ледостава с использованием гидрофизической модели

Статья поступила в редакцию 08.11.2024, после доработки 26.02.2025, принята в печать 29.05.2025

Аннотация

Цель исследования — разработка методики оценки средней глубины озера на основе дистанционной информации о ледовых условиях с использованием методов моделирования термогидродинамических процессов в замерзающем водоеме. Основным инструментом достижения поставленной цели является гидрофизическая модель озера FLake. С использованием модели и метеоданных реанализа семейства ERA5 для координат выбранной точки расположения объекта рассчитывается время ледостава на водоеме при различных значениях его средней глубины. По данным дистанционного зондирования Земли оценивается дата или интервал времени замерзания акватории водоема. При наличии данных за несколько лет, глубина водоема уточняется осреднением значений для каждого года. При дискретности спутниковых снимков с интервалом в несколько суток определяется диапазон средних глубин озера, соответствующий промежутку времени между пролетами спутника над водоемом. Информация о начале ледовых явлений — результаты тематического дешифрирования спутниковых снимков Sentinel-2, Landsat-7, 8, 9 за период с 2016 по 2023 годы. Методика апробирована на четырех группах морфометрически исследованных озер на многолетнемерзлых почвах Восточной Сибири в Республике Бурятия и Забайкальском крае. Результаты апробации показали удовлетворительное соответствие рассчитанных и измеренных значений средней глубины рассматриваемых озер. Точность предложенной методики ограничена качеством и количеством спутниковых снимков в регионе исследований. Перспективы методики заключаются в возможности полностью дистанционной оценки водных ресурсов малоизученных регионов страны.

Ключевые слова: гидрофизическая модель озера, спутниковая съемка, реанализ, средняя глубина, ледостав

© S. A. Kondratyev, S. D. Golosov, I. S. Zverev, A. M. Rasulova*, 2025

Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, 9 Sevastyanova Str., St. Petersburg, 196105, Russia
*arasulova@limno.ru

REMOTE ESTIMATION OF WATER BODY DEPTH BASED ON THE DATE OF THE BEGINNING OF ICE FORMATION USING A HYDROPHYSICAL MODEL

Received 08.11.2024, Revised 26.02.2025, Accepted 29.05.2025

Abstract

The aim of the study is to develop a methodology for estimating the average lake depth based on remote sensing data of ice conditions using methods of modelling thermohydrodynamic processes in a freezing water body. The primary tool for accomplishing this goal is the FLake — lake hydrophysical model. Using meteorological data from the ERA5 reanalysis for the

Ссылка для цитирования: Кондратьев С.А., Голосов С.Д., Зверев И.С., Расулова А.М. Дистанционная оценка глубины водоемов по дате начала ледостава с использованием гидрофизической модели // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 137–150. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-10](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-10) EDN ONRDHI

For citation: Kondratyev S.A., Golosov S.D., Zverev I.S., Rasulova A.M. Remote Estimation of Water Body Depth Based on the Date of the Beginning of Ice Formation Using a Hydrophysical Model. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):137–150. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-10](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-10)

coordinates of the selected water body, the model calculates the time of ice formation on the water body at different values of its average depth. Based on remote sensing data, the date or time interval of water body freezing estimated. If data for several years are available, the depth of the water body specified by averaging the values for each year. At discreteness of satellite images with an interval of several days, the range of average lake depths corresponding to the time interval between satellite passes over the water body is determined. Information on the onset of ice phenomena was obtained based on the results of thematic interpretation of Sentinel-2, Landsat-7, 8, 9 satellite images for the period from 2016 to 2023. The methodology tested on four groups of morphometrically- studied lakes located in permafrost zone of Eastern Siberia in the Republic of Buryatia and Transbaikial Territory. The results of approbation showed a satisfactory correspondence between the calculated and measured values of the average depth of the lakes under consideration. The quality and quantity of satellite images in the study region limited the accuracy of the proposed methodology. The prospects of the methodology lie in the possibility of fully remote assessment of water resources of poorly studied regions of the country.

Keywords: lake hydrophysical model, satellite imagery, reanalysis, mean depth, ice formation

1. Введение

На современных спутниковых снимках в пределах Российской Федерации дешифрируется 3,8 млн естественных водоемов. Только в районах распространения многолетнемерзлых пород их 3,3 млн (88 % от общего числа по стране) [1]. Водные объекты этих территорий относятся к категории малоизученных из-за их труднодоступности и невозможности выполнения регулярных контактных измерений морфометрических, термогидродинамических и других характеристик.

Средняя глубина озера является важным морфометрическим параметром водоёма. Определение средних глубин озёр необходимо для расчёта уровня воды и его колебаний в течение года, что важно для прогнозирования паводков, половодий, засух и других природных явлений, влияющих на водохозяйственную деятельность. Несмотря на то, что промерные работы на водоемах имеют большое значение для определения формы ложа водоёма, объёма содержащейся в нём воды и других гидрологических исследований, они не позволяют быстро оценивать среднюю глубину для множества водных объектов.

Выбор метода определения средней глубины озера зависит от доступных данных, целей исследования и характеристик самого озера. Для точных расчетов предпочтительны батиметрические методы, тогда как для предварительных оценок могут использоваться эмпирические формулы или аппроксимационные зависимости. Среди камеральных методов определения глубин водоемов наиболее часто используют геостатистические методы, методы аппроксимации формы озерной котловины, спутниковые методы и гидродинамическое моделирование. Выбор методов определения глубин зависит от поставленных задач, доступных данных и технологических возможностей.

Для определения средних глубин групп идентичных озёр в основном используются геостатистические методы, суть которых заключается в выявлении статистических зависимостей между средней глубиной и другими морфометрическими параметрами озерной котловины [2–5]. Этот метод целесообразно применять при наличии достаточной выборки морфометрически изученных озёр. Такие выборки формируются на основе различных предположений о географическом расположении озёр, принадлежности их к различным природным зонам и едином генетическом происхождении.

Методы аппроксимации формы озерной котловины заключается в определении линейных размеров озера (как правило, длины и ширины) с последующим предположением, что котловину можно аппроксимировать параболоидом, эллипсом, конусом и другими фигурами [6, 7]. Понятно, что такой метод малоприменим для озёр неправильных форм с сильно изрезанной формой береговой линией.

К спутниковым методам определения глубин относятся различные подходы, среди которых можно выделить методы, основанные на получении данных о рельефе дна и уровне воды, измеренного с помощью альтиметра (например, ERS-2, EnviSat, TOPEX, Jason-1 и Jason-2), а также комбинированные методы с использованием оптических сенсоров типа Landsat или Sentinel, которые используются для оценки прозрачности воды и ее цвета, что косвенно связано с глубиной [8, 9].

Методы гидродинамического моделирования для определения глубин водоемов могут использовать различные связи глубины водоема с термодинамическими характеристиками, ветровыми волнами, перемещение донных отложений и т. д. [10]. Также используются различные комбинации вышеописанных методов. Совокупность таких методов как спутниковые данные и гидродинамическое моделирование, расширяют возможности для изучения морфометрии озёр.

С целью преодоления сложностей при изучении многочисленных труднодоступных озёр северных территорий нашей страны в Институте озероведения РАН проводится разработка методик дистанционной оценки характеристик неизученных озёр зон северных территорий Российской Федерации с использо-

ванием спутниковой информации и математического моделирования. Целью настоящего исследования является разработка методики оценки средней глубины озера на основе дистанционной информации динамике ледостава с использованием методов моделирования термогидродинамических (ТГД) процессов в замерзающем водоеме.

2. Регион исследования

Объектами исследования являются 4 группы морфометрически изученных озер на многолетнемерзлых почвах таёжной природной зоны Восточной Сибири в Республике Бурятия и Забайкальском крае: 1) Еравнинские озера [11, 12]; 2) озера Амутской котловины [12–14]; 3) Ивано-Арахлейские озера [15]; 4) Куандо-Чарские озера [16]; 5) отдельно расположенное озеро Баунт, которое использовалось для отработки методики (рис. 1, табл. 1). Озера расположены в зоне континентального и резко континентального климата и характеризуются значительным количеством ясных дней, что облегчает тематическое дешифрирование спутниковых снимков.

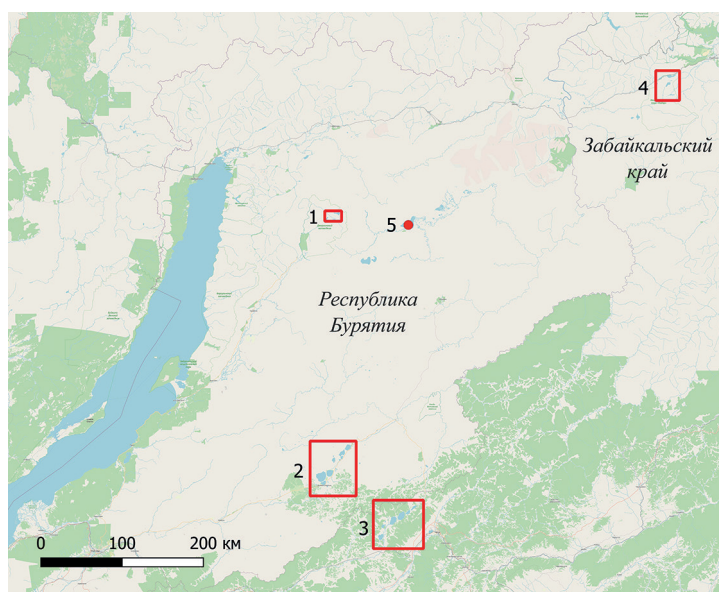


Рис. 1. Исследуемые группы озер: 1 — озера Амутской котловины; 2 — Еравнинские озера; 3 — Ивано-Арахлейские озера; 4 — Куандо-Чарские озера; 5 — оз. Баунт

Fig. 1. Study lake groups: 1 — lakes of the Amut basin; 2 — Eravninsk lakes; 3 — Ivano-Arakhleysk lakes; 4 — Kuando-Char lakes; 5 — Lake Baunt

Таблица 1

Table 1

Основные морфометрические характеристики рассматриваемых озер: площадь зеркала (S , км²), максимальная глубина ($H_{\max}$, м), средняя глубина (H_{avg} , м), максимальная длина (L , км), максимальная ширина (B , км)

Main morphometric characteristics of the studied lakes. Surface area (S , км²); maximum depth ($H_{\max}$, м); average depth (H_{avg} , м); maximum length (L , км); maximum width (B , км)

Название	S , км ²	$H_{\max}$, м	H_{avg} , м	L , км	B , км
Баунт	111	33	17	16,3	9
Еравнинские озера (Еравно-Харгинская система)					
Сосновое	22,7	5,10	2,8	7,8	4,5
Бол. Еравное	104	5,7	3,5	14	13
Мал. Еравное	56,2	2,5–3,5	1,8	9,7	8,4
Аршан (Ангирта)	1,24	—	1,5	1,4	1

Окончание табл. 1

Fin table 1

Название	S, км ²	H _{max} , м	H _{avg} , м	L, км	B, км
Гунда	16,8	5	3,5	4,5	3
Мал. Харга	7,4	2,4	1,4	3	3
Бол.Харга	29,5	2	1,5	8,5	4,5
Исинга	32,98	4,6	2,7	7,2	5,9
Щучье	3,1	9	5,3	2,37	1,97
Озера Амутской котловины (верховья р. Баргузин, заповедник Джергинский)					
Амут	10,7	70	10–15	6,8	3,5
Якондыкон	1,16	21	5–10	1,2	0,7
Балан-Тамур	0,95	16	2	2,3	1,1
Малан-Зурхен	2,62	15	5–7	3	1,2
Чурикто	0,56	14	2	0,3	0,25
Ивано-Арахлейские озера (Беклемишевские озера, Читинские озера)					
Иргень	33,2	3,1	1,8	8	4,2
Большой Ундугун	11,6	2,2	2,1	5	2,3
Шакшинское	51,8	4,5	4,4	11	4,8
Арахлей	58,2	17	10,4	11	5,3
Иван	15,2	4,4	3,1	7,1	2,1
Тасей	14,5	3,1	2,1	8,1	1,8
Куандо-Чарские озера					
Большое Леприндо	18,15	65	25	11,5	2,8
Малое Леприндо	6,05	67	30	7	1,5
Леприндокан	12,1	32	8,6	7	3,3
Довочан	4,9	48,5	33,3	5,5	1,2

Озера Амутской котловины (55°11'10,7"с.ш. 113°00'54,7"в.д.) находятся в верхней части бассейна Баргузина в зоне сочленения Икатского и Баргузинского хребтов на абсолютной высоте 1200–1400 м. Резко континентальные климатические условия Забайкалья в Амутской котловине становятся еще более суровыми за счет перепада высот. Средняя температура воздуха самого холодного месяца (января) — –26 °С, самого теплого летнего месяца (июля) — +11 °С. Такие климатические условия приводят к повсеместному распространению многолетней мерзлоты [17]. Озера Амутской котловины 8–9 месяцев в году покрыты льдом — вскрытие от льда происходит в середине июня [13]. Начало ледостава для настоящей группы озер приходится на середину — конец октября [18]. Аналогичны климатические условия в районе озера Баунт (55°11'32,2" с. ш. 113°00'24,3" в. д.).

Еравнинские озера (Еравно-Харгиснская система озер) (52°46'20,8"с.ш. 111°42'43,9"в.д.) расположены на водоразделах рек Витим (бассейн р. Лена) и Уда (бассейн оз. Байкал) в Еравнинской котловине, находящейся между отрогами хребта Зусы. Климат района резко континентальный. Температура января составляет –35... –40 °С, температуры июля поднимаются до 25–28 °С, повсеместно развита многолетняя мерзлота, нижняя граница которой находится на глубине 100–250 м, при средней мощности деятельного слоя около 2 м [19]. Ледостав озер в основном начинается во второй половине октября, вскрытие от льда происходит в первой половине мая [20].

Озера Ивано-Арахлейской группы (52°09'36,0"с.ш. 112°43'22,0" в. д.) расположены в межгорной Беклемишевской впадине на абсолютной высоте около 950 м на стыке водосборных бассейнов рек Лены и Енисея. За счет горного рельефа климат впадины умеренно влажный, со среднегодовой температурой воздуха –3,2 °С [21, 22]. Первые ледовые явления на озерах Ивано-Арахлейской группы начинаются в октябре, при этом ледостав устанавливается первым на Шакшинском озере, последним на Арахлее. Средняя продолжительность ледостава на данной системе озер составляет 185–226 дней [23].

Куандо-Чарские озера (озера Большое и Малое Леприндо, Леприндокан, Довочан) (56°33'10,1"с.ш., 117°28'50,3"в.д.) расположены на водоразделе рек Куанды и Чары в Верхнечарской котловине в предгорьях хребта Кодар на абсолютной высоте около 1000 м [24]. Средняя годовая температура воздуха Верхнечарской котловины колеблется от –3,4 °С до –8,0 °С. Наиболее холодный месяц — январь (от –25,8 до –3,8 °С), наиболее теплый — июль (от 14,7 до 16,3 °С). Отрицательные температуры отмечаются в течение 7–8 месяцев в году. Осень наступает быстро, заморозки начинаются при сравнительно высоких среднесуточных

температурах в начале сентября. Переход устойчивой температуры через 0°C отмечается весной в начале мая, а осенью — в двадцатых числах сентября. Ледовый режим Куандо-Чарских озер формируется в условиях резко континентального климата с затяжной холодной зимой. За счет особенностей рельефа, разнообразия климатических, почвенно-геологических и мерзлотных условий, с вертикальной поясностью, на реках часто наблюдаются такие особенности ледового режима, как наледи, полыньи и промерзания. Образование льда на озёрах начинается в начале октября. Устойчивый ледяной покров обычно устанавливается во второй или третьей декаде октября. Продолжительность ледостава составляет примерно 215–250 дней. Вскрытие водоёмов происходит в апреле, а полное таяние льда — в мае или июне [16].

3. Описание одномерной гидрофизической модели

Основой разработанной методики нахождения средней глубины водоема является гидрофизическая модель озера FLake¹, разработанная совместными усилиями сотрудников Института озероведения РАН, Института водных проблем Севера РАН, Института водной экологии и внутреннего рыбоводства Германии (IGB) и Службы погоды Германии (DWD) [25–27]. Модель представляет собой универсальную параметризованную одномерную математическую модель ГТД процессов в озере, в которой реализованы результаты исследований, полученные в ходе многолетних натурных и лабораторных исследований, выполненных на Лимнологической станции Института озероведения РАН, а также последние мировые достижения в области физической лимнологии. В настоящее время FLake служит базовым инструментом для разработки моделей функционирования водных экосистем и формирования качества воды в природных и искусственных водоемах, используется как учебное пособие при подготовке специалистов экологов и гидрометеорологов. В качестве метода учета влияния озер на формирование локальных климатических условий широко внедрена в практику численного прогноза погоды в метеорологических организациях разных стран и Международного Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды [28]. Кроме того, прогностическая система COSMO², используемая и в нашей стране для составления прогнозов погоды на всей территории РФ, также включает FLake в качестве средства оценки влияния пресноводных озер на локальный климат по всему миру. Из этого следует, что модель априори может использоваться на неизученных малых и средних водоемах озерных регионов, рассматриваемых в настоящей работе.

На рис. 2 схематично представлено вертикальное распределение температуры в системе снег — лед — водная масса — донные отложения, временная динамика которого рассчитывается в модели.

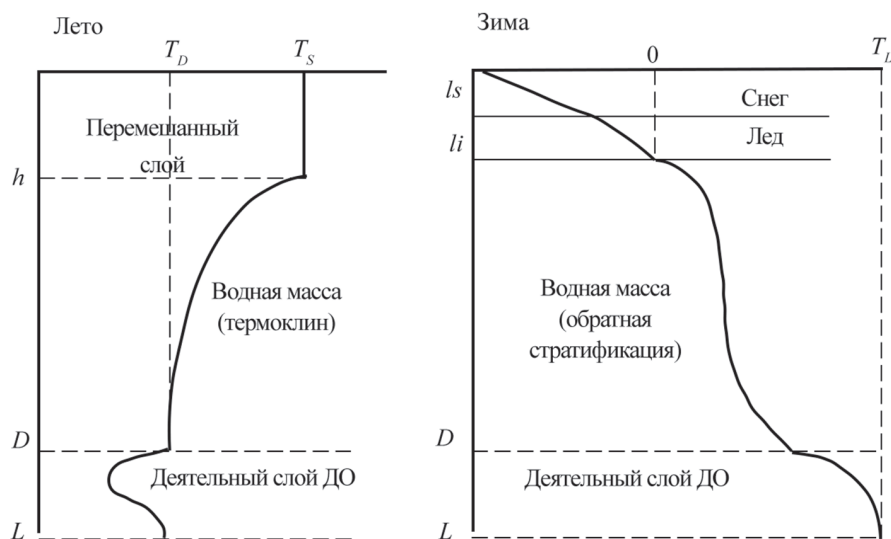


Рис. 2. Схема вертикального профиля температуры (T) в системе снег — лед — водная масса — донные отложения, реализованная в модели FLake

Fig. 2. Scheme of the vertical profile of temperature (T) in the system snow — ice — water mass — bottom sediments, realised in the FLake model

¹ ГТД модель Flake. <https://www.lakemodel.net> (дата обращения 15.03.2024).

² Прогностическая система COSMO, Росгидромет. <https://www.meteorf.gov.ru/product/cosmo/> (дата обращения 15.03.2024).

В соответствии с рис. 2 озеро в модели имеет трехслойную структуру. В период открытой воды («Лето») сверху находится верхний перемешанный слой (ВПС) толщиной h . ВПС из-за постоянно присутствующего ветрового/конвективного перемешивания имеет одинаковую по глубине температуру T_s . Ниже ВПС располагается зона термоклина толщиной $D-h$. В термоклине температура воды уменьшается до значения T_D — температуры воды на границе раздела «вода — дно». При этом водная масса озера имеет устойчивую плотностную стратификацию, что препятствует проникновению перемешивания, а вместе с ним и тепла в придонную область.

Водная масса озера граничит с деятельным слоем донных отложений, толщина которого $L-D$ определяется наличием в нем сезонных колебаний температуры. Обычно за нижнюю границу деятельного слоя донных отложений принимается глубина, на которой внутригодовые колебания температуры не превышают 10 % от колебаний T_D — температуры на границе «вода — дно». Поскольку на этой глубине сезонные колебания температуры считаются ничтожно малыми, то температура на нижней границе деятельного слоя T_L принимается постоянной. Толщина самого слоя в озерах умеренных широт варьирует в диапазоне 3–5 м.

С момента образования льда («Зима») в модели рассчитываются временная динамика толщины льда li и снежного покрова ls на нем, а также вертикальный профиль температуры как в снегу, так и во льду. В течение зимнего периода температура на границе «лед — вода» равна температуре замерзания воды — 0 °С. Водная масса озера в зимний период в отличие от летнего имеет обратную температурную стратификацию, т. е. температура воды с глубиной увеличивается. Ввиду того, что охлаждение озера происходит вследствие его взаимодействия с атмосферой, т. е. сверху, донные отложения оказываются в зимний период теплее вышележащей водной массы. Это вызывает так называемый «эффект подледного прогрева озера», когда из-за перераспределения тепла между теплыми донными отложениями и холодной водной массой в последней температура растет в течение всего зимнего периода.

Модель основана на решении одномерного нестационарного уравнения теплопроводности как в водной массе, так и в донных отложениях. При этом вертикальные профили описываются автомодельными представлениями в обеих средах, что позволяет избежать расчета/задания коэффициентов турбулентного/молекулярного обмена, а саму систему уравнений свести к обыкновенным дифференциальным уравнениям. Последнее делает модель высокоэффективной с точки зрения затрат вычислительного времени.

Основной особенностью применения модели к озерам, расположенным в зонах залегания многолетне-мерзлых пород — «вечной мерзлоты» — является то, что деятельным слоем донных отложений становится так называемый слой сезонного оттаивания (ССО), который не является постоянной величиной и испытывает выраженные сезонные колебания. В период летнего прогрева он увеличивается за счет поступления тепла из атмосферы через водную массу, тогда как в зимний период ССО деградирует за счет отдачи тепла в воду. Таким образом величина L (рис. 2) становится дополнительной переменной модели. В ходе выполнения настоящей работы модель FLake была дополнена уравнением для расчета толщины деятельного слоя донных отложений — в данном случае толщины ССО [29].

Несмотря на обширные возможности модели и ее универсальность, водные объекты, к которым применяется модель, должны удовлетворять следующим условиям:

- протяженность не должна быть настолько велика, чтобы породить значительные климатические различия между отдельными участками акватории (следствие одномерности модели) и не настолько мала, чтобы вторичные эффекты ветрового воздействия, например, трение о берега или сейши, играли очень существенную роль в вертикальном перемешивании основной массы водоема;

- дно должно быть более или менее ровным и горизонтальным, чтобы его можно было аппроксимировать горизонтальной плоскостью. Данное ограничение применимости модели вызвано необходимостью исключить из рассмотрения наличие склоновых бароклинных течений, способных приводить к образованию придонных пограничных слоев, которые модель не способна воспроизводить вследствие автомодельного представления профиля температуры;

- адвективные процессы не должны вносить существенного вклада в турбулентное перемешивание. Другими словами, в водоеме не должно быть постоянных течений, способных вносить существенный вклад в ветровое перемешивание.

4. Входные данные для модели FLake

Для задания атмосферного воздействия («форсинга») при моделировании ТГД процессов в озерах в настоящей работе использовались данные метеорологического реанализа семейства ERA5, представляющий собой ряды восстановленных значений метеорологических параметров для всего земного шара,

которые обновляются ежедневно с задержкой около 5-ти дней. ERA5 — это пятое поколение реанализа для глобального климата и погоды за последние 8 десятилетий. Данные реанализа охватывают период с 1940 г. по настоящее время. ERA5 предоставляет почасовые оценки для большого числа параметров атмосферы, океанических волн и поверхности земли. Временной шаг между сроками «наблюдений» составляет 6 ч, пространственное разрешение реанализа — $0,25^\circ$ по широте и долготе. Выборка необходимых для расчетов данных производится по координатам расчетной точки. Для облегчения работы многих климатических приложений рассчитываются также и среднемесячные значения гидрометеорологических параметров.

Для определения начала ледовых явлений на выбранных группах озер использовались спутниковые снимки Sentinel-2, Landsat-7 (ETM+) Landsat-8 (OLI), Landsat-9 (OLI-2) за период 2016–2023 гг. Для автоматического определения наличия льда на исследуемых объектах за многолетний период был написан скрипт на платформе обработки геопространственных данных Google Earth Engine [30]. Алгоритм выполнения скрипта сводится к следующим шагам:

- на вход подаются координаты анализируемой территории и исследуемый временной интервал;
- проводится фильтрация набора данных Dynamic World V1 [31] по временному интервалу и координатам;
- из набора данных выбирается полоса, отвечающая за определенный класс подстилающей поверхности. Для задач настоящего исследования — это снег и лед;
- формируется временной ряд, отображающий изменение вероятности класса подстилающей поверхности для заданного местоположения и временного периода.

Анализ временного ряда позволил выделить интервалы времени в различные годы начала ледовых явления на площади водной поверхности озера. Экспертный анализ спутниковых снимков производился на основе обнаружения снежного покрова и льда по нормализованному разностному индексу снежного покрова (Normalized Difference Snow Index, NDSI) [32], а также в различных комбинациях каналов спутниковых снимков. Для наиболее надежного распознавания снега и льда на водной поверхности озер использовались комбинации каналов в ближней и средней инфракрасной и в одной из видимой частей спектра (голубой и красный) [33, 34].

5. Методика оценки средних глубин озер

Предлагаемая методика определения средней глубины озера с использованием дистанционной информации о динамике ледостава основана на утверждении, что скорость замерзания озера является объективным показателем объема водной массы в водоеме, т. е. фактически его средней глубины при фиксированной площади акватории. Основные этапы выполнения расчетов средней глубины следующие:

1. Определяются географические координаты точки расположения водоема.
2. С использованием модели FLake и метеоданных реанализа для координат выбранной точки расположения объекта выполняется серия расчетов времени ледостава на водоеме при различных значениях его средней глубины. Строится функциональная зависимость средней глубины (H) от даты начала ледостава (t): $H = f(t)$ для каждого года.
3. По данным ДЗЗ или каким-то другим способом оценивается дата или интервал времени замерзания акватории водоема.
4. Если дату установления льда на озере удастся определить с точностью до суток, то по зависимости $H = f(t)$ для конкретного года рассчитывается значения его средней глубины (H_{FLake}) (рис. 3). При наличии данных за несколько лет, глубина водоема уточняется осреднением значений для каждого года.
5. При дискретности спутниковых снимков с интервалом в несколько суток возможно определить только диапазон средних глубин озера, соответствующий промежутку времени между пролетами спутника над водоемом, в котором появился ледовый покров. Для усечения этого интервала можно использовать данные за несколько лет. Конечный интервал возможных дат начала ледостава — это пересечение всех полученных за несколько лет интервалов. В этом случае средняя глубина озера определяется по середине усеченного интервала.
6. Применимость методики имеет ограничение не только по горизонтальным размерам водоема (см. выше), но также зависит от глубины водного объекта. Результаты дополнительных расчетов для глубин до 1000 м (средняя глубина оз. Байкал составляет ~ 750 м) показали, что примерно с глубины 200 м дата замерзания перестает зависеть от глубины водоема — после монотонного роста в диапазоне глубин 0–200 м кривая зависимости выходит на асимптоту (рис. 3).

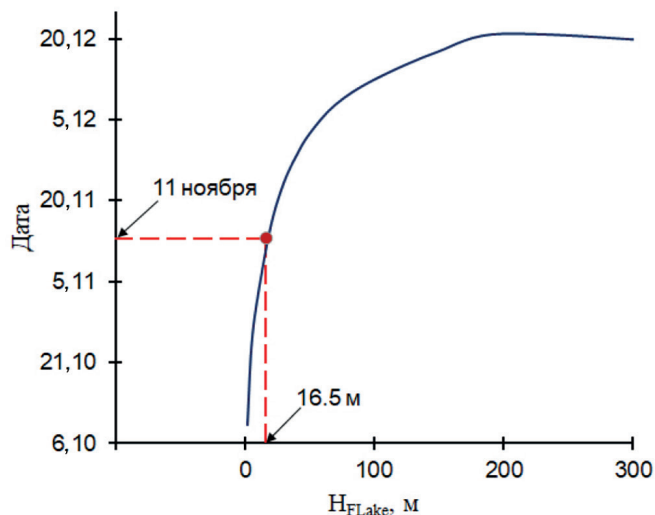


Рис. 3. Определение средней глубины озера по установленной дате образования ледяного покрова на примере озера Баунт в 2018 г.

Fig. 3. Determination of average lake depth by established date of ice cover formation using Lake Baunt as an example in 2018

6. Результаты и обсуждение

Очевидно, что точность оценки средней глубины по изложенной методике повышается при более частых спутниковых съёмках акватории озера и, соответственно, точнее оценивается момент наступления ледостава. Отсюда следует ограничение на частоту спутниковых снимков — за промежуток времени между двумя последовательными пролётами спутника над водным объектом, на последнем должен начаться ледостав.

На рис. 4 проиллюстрирована работа методики при совмещении рассчитанных интервалов оценки средней глубины озера Арахлей ($52^{\circ}12'25,2''$ с.ш., $112^{\circ}52'50,7''$ в. д.) по спутниковым снимкам за 2018 и 2020 гг.

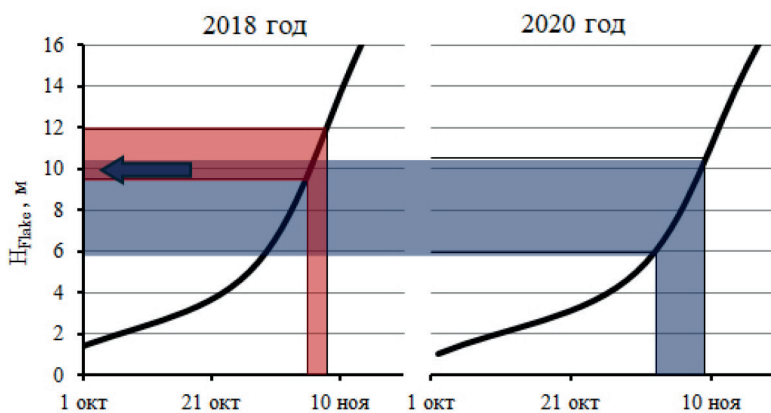


Рис. 4. Графическое представление определения интервалов значений средней глубины озера Арахлей по интервалу дат замерзания в 2018 и 2020 гг., определенного по спутниковым снимкам

Fig. 4. Graphical representation of the determination of the intervals of values of the average depth of Lake Arakhlei by the interval of freezing dates in 2018 and 2020 determined from satellite images

В 2018 г. две последовательные спутниковые съёмки озера Арахлей, на одной из которых наблюдалась водная поверхность, а на другой уже появился ледостав, имели место 5 и 8 ноября. Таким образом, можно

Дистанционная оценка глубины водоемов по дате начала ледостава с использованием гидрофизической модели
Remote Estimation of Water Body Depth Based on the Date of the Beginning of Ice Formation Using a Hydrophysical Model

сказать, что ледостав на водоеме начался в указанный интервал дат. В этом случае в соответствии с рассчитанной по модели FLake кривой $H = f(t)$ значение глубины озера находится в интервале от 9,5 до 11,9 м (рис. 3). Аналогично в 2020 г. можно определить промежуток времени образования ледяного покрова со 2 по 9 ноября, что соответствует диапазону глубин 5,9–10,9 м. Усеченный диапазон –средней глубины озера Арахлей находим как пересечение диапазонов, полученных за все года, и он составляет 9,5–10,9 м. Соответственно рассчитанная глубина озера определяется как среднее и равна 10,2 м. При этом значение средней глубины озера, рассчитанное по данным контактных измерений, составляет 10,4 м. В табл. 2 и на рис. 5 представлены результаты сравнения глубин изучаемых озер, рассчитанных по модели FLake и по данным контактных измерений.

Таблица 2

Table 2

Сравнение средних глубин рассматриваемых озер, рассчитанных по модели (H_{FLake} , м), и полученных в ходе контактных промеров (H_{avg} , м)

Comparison of average lake depths derived from the FLake model (H_{FLake} , m) and from in situ bathymetric measurements (H_{avg} , m) for the studied lakes

Озеро	H_{avg} , м	H_{FLake} , м	Δ , м	δ , %
Баунт	17,0	16,5	0,5	2,9
Ивано-Арахлейские озера				
Иргень	1,8	2,0	–0,2	–11,1
Б. Ундугун	2,1	2,0	0,1	4,8
Шакшинское	4,4	5,0	–0,6	–13,6
Арахлей	10,4	10	0,4	3,8
Иван	3,1	3,5	–0,4	–12,9
Тасей	2,1	2,0	0,1	4,8
Куандо-Чарские озера				
Б. Леприндо	25,0	23,0	2,0	8,0
М. Леприндо	30,0	28,0	2,0	6,7
Леприндокан	8,6	8,0	0,6	7,0
Довочан	33,0	30,0	3,0	9,1
Еравнинские озера				
Сосновое	2,8	3,0	–0,2	–7,1
Б. Еравное	3,5	4,0	–0,5	–14,3
М. Еравное	1,8	2,0	–0,2	–11,1
Аршан	1,5	1,5	0,0	0,0
Гунда	3,5	4,0	–0,5	–14,3
М. Харга	1,4	1,0	0,4	28,6
Б. Харга	1,5	1,5	0,0	0,0
Исинга	2,7	3,0	–0,3	–11,1
Щучье	5,3	6,0	–0,7	–13,2
Озера Амутской котловины				
Амут	12	14,0	–2,0	–16,7
Якондыкон	7,0	6,5	0,5	7,1
Балан-Тамур	2,0	2,0	0,0	0,0
Зурхен	6,0	5,5	0,5	8,3
Чуритко	2,0	2,0	0,0	0,0

Примечание: Δ — абсолютная ошибка, δ — относительная ошибка.

На основании полученных результатов можно сделать вывод об удовлетворительном соответствии данных о средней глубине, полученной в ходе промера глубин водоема и рассчитанной по модели FLake. Средняя абсолютная ошибка расчетов составляет 0,65 м, средняя относительная ошибка –9,0 %. Имеющиеся небольшие несоответствия рассчитанных и измеренных значений средней глубины (до 5 %) объясняется тем, что замерзание некоторых акваторий может происходить неравномерно в течении нескольких суток. Таким образом нарушаются условия применимости одномерной модели для всего озера.

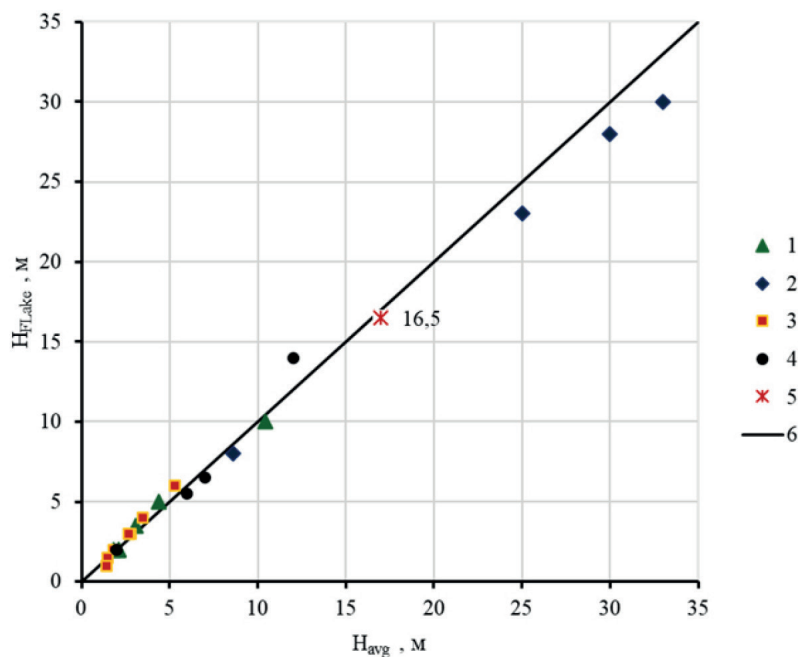


Рис. 5. Сравнения значений средних глубин озёр, рассчитанных по модели FLake (H_{FLake} , м) и полученных в ходе контактных промеров (H_{avg} , м). Группы озёр обозначены различными знаками: 1 — Ивано-Арахлейские, 2 — Куандо-Чарские, 3 — Еравнинские, 4 — Амутской котловины, 5 — оз. Баунт, линия 6 — функция идеального расчета

Fig. 5. Comparison of mean lake depths calculated using the FLake model (H_{FLake} , m) and obtained from in situ measurements (H_{avg} , m). Lake groups are indicated by different symbols: 1 — Ivano-Arakhley group, 2 — Kuanda-Chara group, 3 — Yeravna group, 4 — Amut Basin, 5 — Lake Baunt; line 6 represents the 1:1 reference (ideal agreement) line

7. Заключение

Проведенное исследование подтвердило перспективность дальнейшего развития методики оценки средней глубины озера на основе дистанционной информации динамике ледостава с использованием методов моделирования ТГД процессов в замерзающем водоеме. Одним из перспективных направлений использования разработанной методики является полностью дистанционная оценка водных ресурсов и их временной динамики для труднодоступных или обширных территорий. Настоящую методику можно усовершенствовать за счет включения в неё других термических характеристик водоёмов, которые можно определить по спутниковым данным, например, температуру поверхности. Это позволит использовать разработанную методику определения средних глубин не только для северных замерзающих озёр, но и для регионов с положительными среднегодовыми температурами.

Точность предложенной методики ограничена качеством и количеством спутниковых снимков. В частности, при высокой облачности в регионе исследований, при обработке снимков невозможно с достаточной точностью разделить лед и облака. Также зачастую случаются поломки спутниковых сенсоров. Очевидно, что такие спутниковые снимки непригодны для определения ледовых явлений на водоемах. Для повышения точности определения даты начала ледостава следует увеличить частоту съемки исследуемого региона в приблизительные даты ледостава, а также расширить период всех наблюдений.

Применение методики имеет ряд других ограничений как в части применимости одномерной модели, так и в части, касающейся глубины рассматриваемых водоемов. В частности, модель FLake в силу своей одномерности не может быть применена к водным объектам, в пределах которых может существовать пространственная климатическая изменчивость гидрофизических характеристик. Кроме того, как было показано в ходе выполнения настоящей работы, с определенной глубины (~200 м, см. рис. 3) дата замерзания водоема перестает зависеть от его глубины, и применение методики теряет свой смысл.

Перспективы практического использования разработанной методики заключаются в возможности полностью дистанционной оценки медленно возобновляемых водных ресурсов в различных природных зонах нашей страны с большим количеством неизученных и малоизученных водных объектов. Также несомненным преимуществом разработанной методики определения средних глубин малых и средних озёр является её низкая стоимость по сравнению с современным оборудованием для батиметрической съёмки.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 24-27-00067).

Funding

This work was supported by the Russian Science Foundation (project No 24-27-00067).

Литература

1. Измайлова А.В. Водные ресурсы озер Российской Федерации // География и природные ресурсы. 2016. № 4. С. 5–14. doi:10.21782/GIPR0206-1619-2016-4(5-14) EDN: XENPIR
2. Рянжин С.В. Новые оценки глобальной площади и объема воды естественных озер мира // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 6. С. 808–812. EDN: OOOITP
3. Сало Ю.А., Потахин М.С., Толстиков А.В. Расчет средней глубины озер Карелии при отсутствии батиметрических данных // Известия Русского географического общества. 2010. Т. 142, № 3. С. 47–52. EDN: OJHYOV
4. Messenger M.L., Lehner B., Grill G., Nedeva I., Schmitt O. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach // Nature Communications. 2016. Vol. 7. P. 13603. doi:10.1038/ncomms13603 EDN: YWLZJD
5. Khazaei B., Read L.K., Casali M. et al. GLOBathy, the global lakes bathymetry dataset // Scientific Data. 2022. Vol. 9. P. 36. doi:10.1038/s41597-022-01132-9 EDN: MDSODY
6. Håkanson L. On lake form, lake volume and lake hypsographic survey // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 1977. Vol. 59, No. 1–2. P. 1–29.
7. Кочков Н.В., Рянжин С.В. Методика оценки морфометрических характеристик озер с использованием спутниковой информации // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 1. С. 18–27. doi:10.7868/S0321059616010107 EDN: VCPprt
8. Stumpf R.P., Holderied K., Sinclair M. Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types // Limnology and Oceanography. 2003. Vol. 48, part 2. P. 547–556. doi:10.1007/978-981-15-6106-1_14
9. Wen K. et al. Satellite-Based Water Depth Estimation: A Review // Geoinformatics in Sustainable Ecosystem and Society. GSES GeoAI 2019. Communications in Computer and Information Science. 2020. Vol. 1228. P. 177–195. doi:10.1007/978-981-15-6106-1_14
10. Johansson H., Brolin A.A., Håkanson L. New approaches to the modelling of lake basin morphometry // Environ Model Assess. 2007. Vol. 12. P. 213–228. doi:10.1007/s10666-006-9069-z EDN: YONUKG
11. Базарова Б.Б. Флористический состав и пространственная структура водной растительности озер Еравно-Харгинской системы (Бурятия) // Экосистемы. 2018. № 13(43). С. 3–12. EDN: XORWV
12. Нестерева М.И. Морфометрические показатели наиболее крупных и значимых озёр Бурятии // Молодой ученый. 2014. № 14. С. 81–83. EDN: SMMSIB
13. Шевелева Н.Г. Зоопланктон водоемов Джергинского заповедника (Восточная Сибирь) // Научные труды Государственного природного заповедника «Присурский». 2015. Т. 30, № 1. С. 279–283. EDN: VHNAKN
14. Просекин К.А., Просекина А.А. Гидрологическая характеристика водоемов и водотоков заповедника Джергинский как среды обитания гидробионтов // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2009. Т. 18, № 2. С. 149–154. EDN: PFNWAT
15. Матафонов П.В., Шойдоков А.Б., Матюгина Е.Б. и др. Влияние открытости Ивано-Арахлейских озер на формирование в них донных ландшафтов в экстремально маловодный период // Успехи современного естествознания. 2023. № 12. С. 115–120. doi:10.17513/use.38180 EDN: FQMqAN
16. Материалы комплексного эколого-экономического обследования территории, обосновывающие необходимость обеспечения статуса особо охраняемой природной территории федерального значения — национальный парк «Кодар» в Каларском районе Забайкальского края. Том 1. Эколого-экономическое обоснование национального парка «Кодар». Чита: ИПРЭК СО РАН, 2016. 479 с.
17. Софронов А.П., Владимиров И.Н., Кобылкин Д.В. Структура растительного покрова Амутской котловины (Джергинский заповедник, Республика Бурятия) // Геоботаническое картографирование. 2023. № 2023. С. 48–57. doi:10.31111/geobotmap/2023.48 EDN: AIRYZE

18. Суховнина В.О., Шевелева Н.Г. Cyclops scutifer Sars, 1863 в водоемах юга Восточной Сибири (морфология и распространение) // Экологический сборник 6: труды молодых ученых Поволжья: Международная молодежная научная конференция. Тольятти: Кассандра, 2017. С. 366–369. EDN: ZIHOKF
19. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А. и др. Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 11. С. 1749–1763. doi:10.15372/GiG20171109 EDN: ZXFVKZ
20. Плюснин А.М., Перязева Е.Г. Гидрологические и гидрохимические особенности озер Еравнинской котловины // География и природные ресурсы. 2012. № 2. С. 67–73. EDN: KMSRMD
21. Борзенко С.В., Замана Л.В. Гидрогеохимия Ивано-Арахлейских озер // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 69–79. doi:10.17223/25421379/16/6 EDN: PЕНHDC
22. Голятина М.А. Оценка динамики площадей водной поверхности Ивано-Арахлейских озер с помощью космического мониторинга // Водные ресурсы и водопользование: сборник трудов. Том Выпуск 8. Чита: Забайкальский государственный университет, 2017. С. 107–114. EDN: YLEOOQ
23. Обязов В.А. Гидрологический режим озер Забайкалья в условиях меняющегося климата (на примере Ивано-Арахлейских озер) // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2011. № 3. С. 4–14. EDN: OAKIBL
24. Кривенкова И.Ф. Зоопланктон в озёрах Малое и Большое Леприндо // Ученые записки Забайкальского государственного университета. 2016. Т. 11, № 1. С. 81–85. EDN: OAKIBL
25. Golosov S., Kirillin G. A parameterized model of heat storage by lake sediments // Environmental Modelling & Software. 2010. Vol. 25, No 6. P. 793–801. doi:10.1016/j.envsoft.2010.01.002 EDN: MXCLOUD
26. Kirillin G., Hochschild J., Mironov D. et al. FLake-Global: Online lake model with worldwide coverage // Environmental Modelling & Software. 2011. Vol. 26, No 5. P. 683–684. doi:10.1016/j.envsoft.2010.12.004 EDN: OHQYWB
27. Mironov D., Heise E., Kourzeneva E. et al. Implementation of the lake parameterization scheme Flake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal environ. Res. 2010. Vol. 15. P. 218–230. IEDN: MXKEUF
28. Mironov D.V. Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model // COSMO Technical Report. No. 11. Offenbach am Main: German Weather Service, 2008. 44 p.
29. Zdorovenov R., Golosov S., Zverev I. et al. Arctic climate variability and ice regime of the Lena River delta lakes // E3S Web of Conferences (IV Vinogradov Conference). 2020. Vol. 163. P. 04008. doi:10.1051/e3sconf/202016304008 EDN: MFJCSZ
30. Google Earth Engine. URL: <https://code.earthengine.google.com/> (дата обращения 19.09.2024).
31. Brown C.F., Brumby S.P., Guzder-Williams B. et al. Dynamic World, Near real-time global 10 m land use land cover mapping // Scientific Data. 2022. Vol. 9. P. 251. doi:10.1038/s41597-022-01307-4 EDN: JMDVIP
32. Riggs G., Hall D., Salomonson V. A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectrometer // Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '94, Vol. 4: Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation. Pasadena, 1994. P. 1942–1944. doi:10.1109/IGARSS.1994.399618
33. Адамович Т.А., Ашихмина Т.Я., Кантор Г.Я. Использование различных комбинаций спектральных каналов космических снимков спутника Landsat 8 для оценки природных сред и объектов (обзор) // Теоретическая и прикладная экология. 2017. № 2. С. 9–18. EDN: ZHBHAT
34. Степанов С.Ю., Петров Я.А., Вагизов М.Р., Сидоренко А.Ю. Мониторинг данных дистанционного зондирования Земли по данным спутника Landsat // Информационные технологии и системы: управление, экономика, транспорт, право. 2020. № 1(37). С. 206–216. EDN: GXKATJ

References

1. Izmailova AV. Water resources of lakes in the Russian Federation. *Geografiya i prirodnyye resursy*. 2016, 4, 5–14. (in Russian).
2. Ryanzhin SV. New estimates for global surface area and volume of natural world lakes. *Doklady Earth Sciences*. 2005, 401(2), 253–257.
3. Salo Yu A, Potakhin M.S., Tolstikov A.V. Calculation of the average depth of lakes in Karelia in the absence of bathymetric data. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. 2010, 142(3), 47–52. (in Russian)
4. Messenger ML, Lehner B, Grill G, Nedeva I, Schmitt O. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. *Nature Communications*. 2016, 7: 13603. doi: 10.1038/ncomms13603
5. Khazaei B, Read LK, Casali M. et al. GLOBathy, the global lakes bathymetry dataset. *Scientific Data*. 2022, 9: 36. doi: 10.1038/s41597-022-01132-9
6. Håkanson L. On lake form, lake volume and lake hypsographic survey. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 1977, 59(1–2), 1–29.

7. Kochkov NV, Ryanzhin SV. Methodology of estimation of morphometric characteristics of lakes using satellite information. *Water Resources*. 2016, 43(1), 15–20. doi 10.7868/S0321059616010107.
8. Stumpf RP, Holderied K, Sinclair M. Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types. *Limnology and Oceanography*. 2003, 48(2), 547–556. doi: 10.4319/lo.2003.48.1_part_2.0547
9. Wen K. et al. Satellite-Based Water Depth Estimation: A Review. *Geoinformatics in Sustainable Ecosystem and Society. GSES GeoAI 2019. Communications in Computer and Information Science*. 2020, 1228, 177–195. doi: 10.1007/978-981-15-6106-1_14
10. Johansson H, Brodin AA, Håkanson L. New Approaches to the Modelling of Lake Basin Morphometry. *Environ Model Assess*. 2007, 12, 213–228. doi: 10.1007/s10666-006-9069-z
11. Bazarova VV. Floristic composition and spatial structure of aquatic vegetation of lakes Yeravno-Khargin system (Buryatia). *Ekosistemy*. 2018, 13(43), 3–12. (in Russian).
12. Nestereva MI. Morphometric indicators of the largest and most significant lakes of Buryatia. *Molodoy uchenyy*. 2014, 14, 81–83. (in Russian).
13. Sheveleva NG. Zooplankton of water bodies of the Jerginsky Reserve (Eastern Siberia). *Nauchnyye trudy Gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika "Prisurskiy"*. 2015, 30(1), 279–283. (in Russian).
14. Prosekin KA, Prosekina AA. Hydrological characterisation of water bodies and watercourses of the Djerginsky Reserve as a habitat for hydrobionts. *Samarskaya Luka: problemy regional'noy i global'noy ekologii*. 2009, 18(2), 149–154. (in Russian)
15. Matafonov PV, Shoidokov AB, Matyugina EB. et al. Influence of Ivano-Arachleysk lakes openness on the formation of bottom landscapes in them during the extreme low-water period. *Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya*. 2023, 12, 115–120. (in Russian). doi: 10.17513/use.38180.
16. Materials of the complex ecological and economic survey of the territory, justifying the need to ensure the status of a specially protected natural area of federal significance — the national park 'Kodar' in the Kalar district of the Zabaikalsky Krai. Volume 1: Ecological and economic substantiation of the Kodar National Park. Chita: IPREC SB RAS, 2016. 479 p. (in Russian).
17. Sofronov AP, Vladimirov IN, Kobylkin DV. Structure of the vegetation cover of the Amutskaya Basin (Djerginsky Reserve, Republic of Buryatia). *Geobotanicheskoye kartografirovaniye*. 2023, 2023, 48–57. (in Russian). doi: 10.31111/geobotmap/2023.48
18. Sukhovnina VO, Sheveleva NG. Cyclops scutifer Sars, 1863 in the water bodies of southern Eastern Siberia (morphology and distribution) // Ecological Collection 6: Proceedings of young scientists of the Volga region: International Youth Scientific Conference. Togliatti: Cassandra, 2017, 366–369. (in Russian).
19. Solotchina EP, Sklyarov EV, Solotchin PA, et al. Authigenic carbonate formation in lakes of the Yeravninskaya group (Western Transbaikalia): response to Holocene climate changes. *Geologiya i geofizika*. 2017, 58(11), 1749–1763. (in Russian). doi: 10.15372/GiG20171109
20. Plusnin AM, Peryazeva EG. Hydrological and hydrochemical features of lakes in the Yeravninskaya Basin. *Geography and Natural Resources*. 2012, 2, 67–73. (in Russian).
21. Borzenko SV, Zamana LV. Hydrogeochemistry of the Ivano-Arachleyskoye lakes. *Geosfernye Issledovaniya*. 2020, 3, 69–79. (in Russian). doi: 10.17223/25421379/16/6.
22. Golyatina MA. Estimation of the dynamics of water surface areas of Ivano-Arachleyskiy lakes using space monitoring. *Water resources and water use: collection of works. Volume Issue 8. Chita: Transbaikal State University*, 2017, 107–114. (in Russian).
23. Obyazov VA. Hydrological regime of lakes in Transbaikalia under the changing climate (on the example of Ivano-Arachleysk lakes). *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye*. 2011, 3, 4–14. (in Russian).
24. Krivenkova IF. Zooplankton in lakes Maloye and Bolshoye Leprindo. *Uchenyye zapiski Zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta*. 2016, 11(1), 81–85. (in Russian).
25. Golosov S, Kirillin G. A parameterized model of heat storage by lake sediments. *Environmental Modelling & Software*. 2010, Vol. 25(6), 793–801. doi: 10.1016/j.envsoft.2010.01.002
26. Kirillin G, Hochschild J, Mironov D. et al. FLake-Global: Online lake model with worldwide coverage. *Environmental Modelling & Software*. 2011, 26(5), 683–684.
27. Mironov D, Heise E, Kourzeneva E. et al. Implementation of the lake parameterization scheme Flake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal environ. Res*. 2010, 15, 218–230.
28. Mironov DV. Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model / COSMO Technical Report. No. 11. Offenbach am Main: German Weather Service, 2008. 44 p.
29. Zdorovenov R, Golosov S, Zverev I. et al. Arctic climate variability and ice regime of the Lena River delta lakes. *E3S Web of Conferences (IV Vinogradov Conference)*. 2020, 163, 04008. doi: 10.1051/e3sconf/202016304008

30. Google Earth Engine. URL: <https://code.earthengine.google.com/> (Accessed 19.09.2024).
31. Brown CF, Brumby SP, Guzder-Williams B. et al. Dynamic World, Near real-time global 10 m land use land cover mapping. *Scientific Data*. 2022, 9, 251. doi: 10.1038/s41597-022-01307-4
32. Riggs G, Hall D, Salomonson V. A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectrometer. *Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '94, Vol. 4: Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation. Pasadena*, 1994, 1942–1944.
33. Adamovich TA, Ashikhmina TY, Kantor GY. Use of different combinations of spectral channels of Landsat 8 satellite images for assessment of natural environments and objects (review). *Teoreticheskaya i prikladnaya ekologiya*. 2017, 2, 9–18. (in Russian).
34. Stepanov SYu, Petrov YA, Vagizov MR, Sidorenko AYu. Monitoring of Earth remote sensing data using Landsat satellite data. *Informatsionnyye tekhnologii i sistemy: upravleniye, ekonomika, transport, pravo*. 2020, 1(37), 206–216. (in Russian).

Об авторах

КОНДРАТЬЕВ Сергей Алексеевич, главный научный сотрудник ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-1451-8428, Scopus AuthorID: 55929551100, WoS ResearcherID: AAN-9826–2020, SPIN-код (РИНЦ): 1145-3646, e-mail: kondratyev@limno.org.ru

ГОЛОСОВ Сергей Дмитриевич, старший научный сотрудник ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-4687-0621, Scopus AuthorID: 9039511000, WoS ResearcherID: J-7376–2018, SPIN-код (РИНЦ): 9712-4011, e-mail: sergey_golosov@mail.ru

ЗВЕРЕВ Илья Сергеевич, старший научный сотрудник ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-0829-6881, Scopus AuthorID: 6803201200, WoS ResearcherID: J-4888–2018, SPIN-код (РИНЦ): 4634-8770, e-mail: iliazverev@mail.ru

РАСУЛОВА Анна Мурадовна, научный сотрудник ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-4400-2000, Scopus AuthorID: 55347712100, WoS ResearcherID: R-8815–2016, SPIN-код (РИНЦ): 3888-6462, e-mail: arasulova@limno.ru



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-11
EDN QWDKNG

УДК 551.46.08

© В. А. Глухов*, Ю. А. Гольдин, О. В. Глитко, 2025

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., д. 36
*vl.glukhov@inbox.ru

Исследование зависимости характеристик лидарного эхо-сигнала от протяженности трассы зондирования

Статья поступила в редакцию 23.04.2025, после доработки 14.06.2025, принята в печать 20.06.2025

Аннотация

Натурные измерения характеристик отраженного от дна эхо-сигнала выполнены в акватории Бечевинской бухты. При проведении исследований использован авиационный поляризационный лидар АПЛ-3 (энергия зондирующего импульса 45 мДж, диаметр приемной оптической системы 100 мм, длительность импульсной характеристики лидара по уровню 0,5–10,8 нс). Диапазон изменения глубин при проведении исследований составил от 3 до 22 м, высота полета менялась от 500 до 1200 м. Оценка гидрооптических характеристик вод бухты проводилась по данным лидарного зондирования. Результаты натурных экспериментов показали, что зависимость величины и формы лидарного эхо-сигнала от протяженности трассы зондирования при регистрации слоев воды и морского дна имеет более сложный вид, чем это следует из общепринятой формы записи лидарного уравнения. Введение дополнительного члена в лидарное уравнение, определяющего дисперсию распределения освещенности в поперечном сечении бесконечно узкого пучка света, прошедшего через водный слой заданной толщины, позволило более точно описать полученные экспериментальные зависимости. Зарегистрированный эффект необходимо учитывать при проектировании лидарных комплексов, а также при обработке и анализе данных лидарной съемки.

Ключевые слова: батиметрический лидар, батиметрическая съемка, лидарное уравнение, высота зондирования, геометрический фактор

© V. A. Glukhov*, Yu. A. Goldin, O. V. Glitko, 2025

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia
*vl.glukhov@inbox.ru

Investigation of the Dependence of Lidar Echo Signal Characteristics on the Length of the Sounding Path

Received 23.04.2025, Revised 14.06.2025, Accepted 20.06.2025

Abstract

Field measurements of the characteristics of the bottom-reflected lidar echo signal were conducted in the waters of Bechevinskaya Bay. The studies employed the APL-3 airborne polarization lidar (sounding pulse energy of 45 mJ, receiving optical system diameter of 100 mm, and system response function duration at the 0.5 level of 10.8 ns). The depth range during the investigations varied from 3 to 22 m, while the flight altitude ranged from 500 to 1200 m. The hydrooptical characteristics of the bay waters were assessed based on lidar sounding data. For the analysis of field measurement data, areas with similar values of the lidar attenuation coefficient were selected. The results of field experiments demonstrated that the relationship between the magnitude

Ссылка для цитирования: Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В. Исследование зависимости характеристик лидарного эхо-сигнала от протяженности трассы зондирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 2. С. 151–161. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-11](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-11) EDN QWDKNG

For citation: Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V. Investigation of the Dependence of Lidar Echo Signal Characteristics on the Length of the Sounding Path. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):151–161.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-11](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-11)

of the lidar echo signal and the length of the sounding path for water layers and the seabed is more complex than what is suggested by the conventional form of the lidar equation. The introduction of an additional term into the lidar equation, which defines the dispersion of the irradiance distribution in the cross-section of an infinitely narrow beam of light passing through a water layer of a given thickness, allowed for a more accurate description of the obtained experimental dependencies. The registered effect must be taken into account when designing lidar systems, as well as during the processing and analysis of lidar survey data.

Keywords: bathymetric lidar, bathymetric survey, lidar equation, sounding altitude, geometric factor

1. Введение

Морские радиометрические (профилирующие) лидары позволяют решать ряд океанологических задач [1–3]. Среди них отметим поиск и регистрацию положения слоев повышенного светорассеяния [4, 5], определение гидрооптических характеристик приповерхностного слоя морской воды и их пространственной изменчивости [6–9], наблюдение внутренних волн [10–12]. Особое место занимает лазерная батиметрия [13]. Это наиболее развитый раздел лидарного зондирования. Известен ряд лидарных батиметрических систем, оформленных в виде сертифицированных средств измерений [14–16]. Такие системы применяются для регистрации изменчивости глубины дна мелководных прибрежных морских акваторий, мониторинга состояния фарватеров, а также для исследования дна внутренних водоемов и рек [16, 17].

Трасса лидарного зондирования включает атмосферный и подводный участки. В зависимости от объема зондирования и прозрачности воды протяженность подводного участка трассы зондирования может принимать значения от единиц метров до нескольких десятков метров. Диапазон изменения протяженности атмосферного участка существенно больше. В подводных лидарах атмосферный участок отсутствует. В лидарах судового базирования его протяженность меняется в диапазоне 1–20 м. В авиационных лидарах протяженность атмосферного участка может меняться от 50 м до 500 м. В отдельных случаях его протяженность может увеличиваться до значений 1–2 км [18] и даже до значений около 10 км [19]. При размещении лидара на спутнике протяженность атмосферного участка увеличивается до сотен километров [20].

Обычно в процессе лидарной съемки высота расположения лидара фиксирована, поэтому экспериментальные данные о зависимости результатов съемки от высоты практически отсутствуют. Вместе с тем, протяженность атмосферного участка существенно влияет на амплитуду и форму спада лидарного эхо-сигнала. В работах [13, 21, 22] с использованием аналитического решения уравнения переноса в малоугловом приближении исследуется влияние протяженности трассы зондирования на величину отраженного от дна эхо-сигнала. Зависимости амплитуды эхо-сигналов, отраженных от поверхности, толщи воды и морского дна от протяженности трассы зондирования, полученные в результате расчетов [13, 21, 22], отличаются от общепринятой обратно квадратичной зависимости. Они имеют более сложный характер. Цель данной работы — экспериментальное исследование зависимости амплитуды и формы отраженных от слоев воды и дна эхо-сигналов от протяженностей атмосферного и подводного участков трассы зондирования.

2. Материалы и методы

2.1. Описание аппаратуры

Для проведения исследований использован авиационный поляризационный лидар АПЛ-3 (разработка ИО РАН [23]). Для оцифровки и регистрации лидарных эхо-сигналов использовался цифровой четырехканальный осциллограф LeCroy HDO4034. Оптический блок лидара был установлен над открытым оптическим люком самолета-лаборатории под углом $\varphi = 15^\circ$ от вертикали, что позволило минимизировать влияния зеркальных бликов луча лазера от взволнованной поверхности воды. В процессе лидарной съемки регистрировалась кросс-поляризованная компонента лидарного эхо-сигнала. Основные технические характеристики лидара АПЛ-3 сведены в табл. 1.

Таблица 1

Table 1

Основные технические характеристики лидара АПЛ-3

Main technical characteristics of the APL-3 lidar

Характеристика	Значение
Длина волны зондирующего излучения, нм	532
Длительность зондирующего импульса по уровню 0,5 мощности Δt , нс	7

Окончание табл. 1

Fin table 1

Характеристика	Значение
Энергия зондирующего импульса W_0 , мДж	45
Частота зондирования, Гц	30
Расходимость зондирующего пучка $2\theta_1$, мрад	5
Угол поля зрения приемной оптической системы $2\theta_2$, град. (мрад)	2 (35)
Диаметр входного объектива, мм	100
Разрядность АЦП, бит	14
Частота оцифровки лидарных эхо-сигналов, ГГц	2,5

2.2. Время и место проведения натурных исследований

Экспериментальные исследования проводились в августе 2018 г. в районе Бечевинской бухты Авачинского залива полуострова Камчатка [18, 24]. Пространственное положение галсов показано на рис. 1. Бухта окружена сопками высотой около 1 км. Требование соблюдения условий безопасности полетов позволили выполнить измерения только на входе в бухту. В ходе батиметрической съёмки было выполнено 4 галса самолета с высотой полета 500, 700, 900 и 1200 м. Дно бухты характеризуется изменчивостью глубин, что позволяет на относительно небольшом участке акватории получить лидарные эхо-сигналы, соответствующие значениям глубины дна от 3 до 22 м. Во время проведения натурального эксперимента состояние поверхности воды было близко к штилевому (скорость ветра не превышала 2 м/с). Это подтверждается данными визуальных наблюдений с борта авианосителя с использованием фотокамеры, установленной в фотолуке.

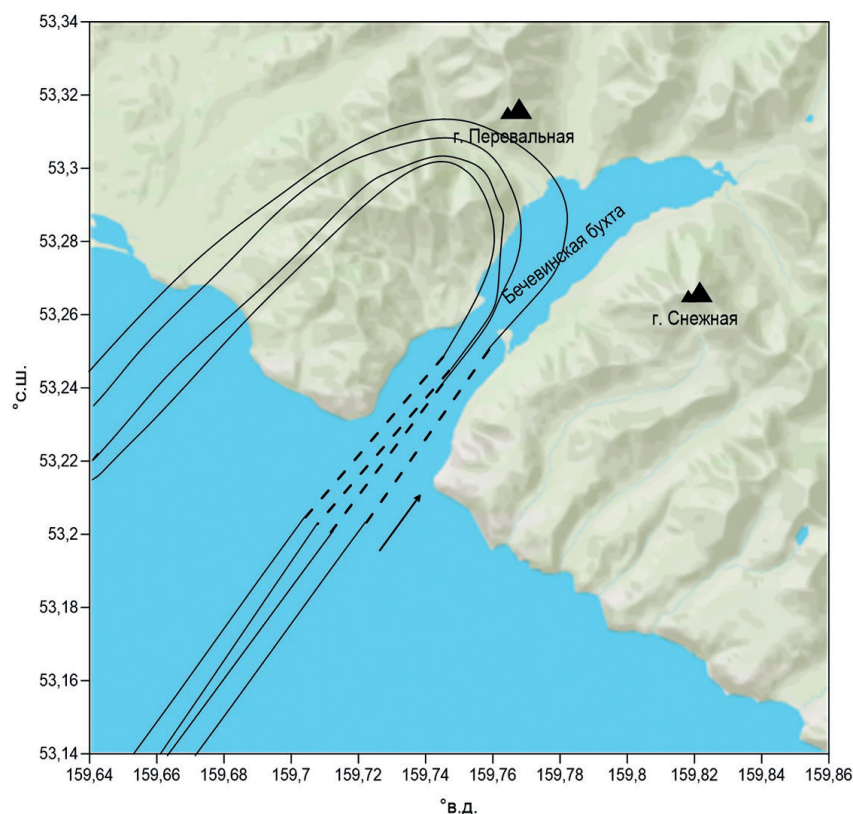


Рис. 1. Схема полетов над акваторией Бечевинской бухты. Пунктиром показаны участки, на которых производилось лидарное зондирование. Стрелкой показано направления полета на галсах

Fig. 1. Flight path over Bechevinskaya Bay. The dashed lines indicate the sections where lidar sounding was performed. The arrow shows the direction of flight along the tracks

2.3. Методика обработки данных лидарного зондирования

Обработка данных лидарного зондирования морского дна производилась с использованием стандартного для батиметрической съемки метода [13, 24, 25]. Пример определения глубины дна z_b показан на рис. 2. За точку отсчета принимается момент начала эхо-сигнала, сформированного приповерхностными слоями воды. Начало пика от дна принимается за его положение. Затем рассчитывается временной интервал Δt_b между моментами приема импульсов от приповерхностных слоев воды t_s и от дна t_b :

$$\Delta t_b = t_b - t_s. \quad (1)$$

Глубина дна z_b определяется по формуле:

$$z_b = \frac{c_w \Delta t_b}{2}, \quad (2)$$

где c_w — скорость света в морской воде. В случае, когда сигнал от дна расположен на спаде лидарного эхо-сигнала, амплитуда сигнала от дна P_b определяется как разница амплитуд максимума сигнала от дна и амплитуды сигнала от воды в момент времени, соответствующий моменту максимума амплитуды от дна. Пример такого эхо-сигнала, полученного с высоты 900 м при глубине дна 12,7 м показан на рис. 2, а. В случае, когда сигнал от дна формируется на участке, где уровень эхо-сигнала от толщи воды ниже уровня шумов, его амплитуда P_b отсчитывается от уровня шумов приемо-регистрирующей системы. Пример такого эхо-сигнала, полученного с высоты 500 м при глубине дна 21,5 м, показан на рис. 2, б.

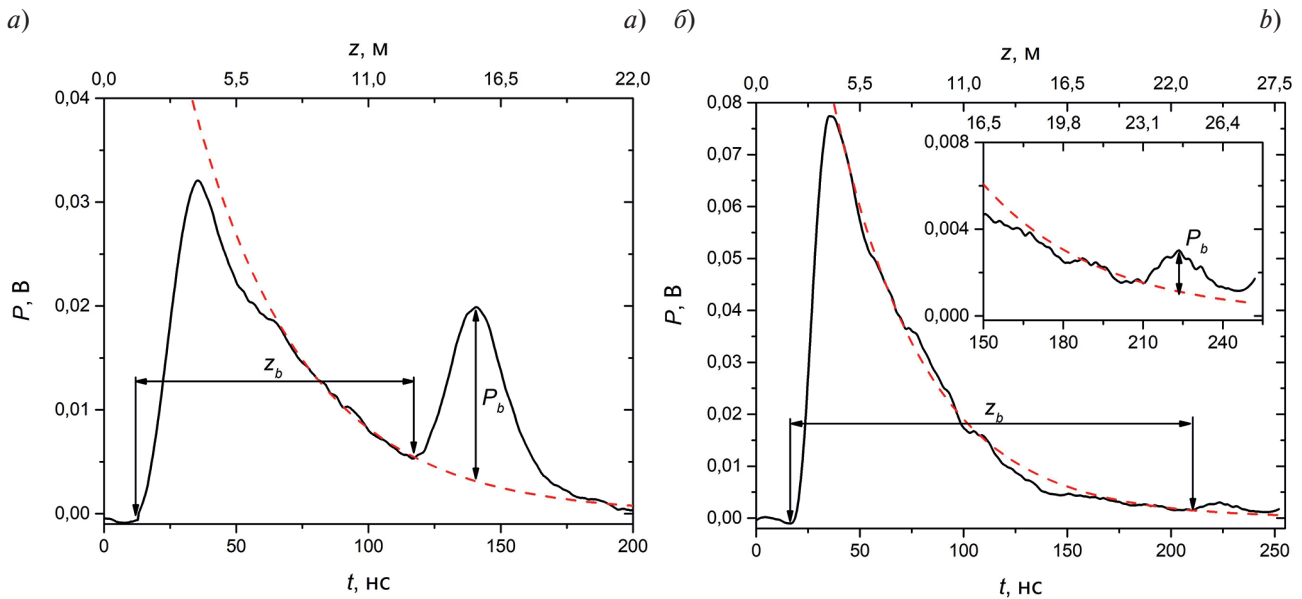


Рис. 2. Примеры лидарных эхо-сигналов, демонстрирующие метод определения глубины дна z_b и амплитуды сигнала от дна P_b , полученных с высоты 900 м при глубине дна 12,7 м (а) и с высоты 500 м при глубине дна 21,5 м (б)

Fig. 2. Examples of lidar echo signals illustrating the method for determining the bottom depth z_b and the amplitude of the bottom signal P_b , obtained from an altitude of 900 m at a bottom depth of 12.7 m (a) and from an altitude of 500 m at a bottom depth of 21.5 m (b)

3. Результаты и их обсуждение

Зависимость мощности лидарного эхо-сигнала P от времени t описывается лидарным уравнением [1, 26]. В общепринятой форме оно выглядит следующим образом:

$$P\left(t = \frac{2Z}{c_w}\right) = \frac{c_w W_0 A T_O (1-r)^2}{2(n_w H + Z)^2} \beta'(\pi, Z) \exp\left[-2 \int_0^Z \alpha(Z') dZ'\right], \quad (3)$$

где Z и H — протяженности подводного и надводного участков трассы зондирования, c_w — скорость света в морской воде, n_w — показатель преломления морской воды, W_0 — энергия зондирующего импульса,

A — площадь приемной апертуры, T_0 — пропускание приемной системы, r — коэффициент отражения Френеля для границы раздела воздух–морская вода, $\alpha(Z)$ — показатель ослабления лидарного эхо-сигнала, $\beta'(\pi, Z)$ — эффективное значение показателя направленного рассеяния $\beta(\theta, Z)$ (volume scattering function — VSF) при значении угла рассеяния $\theta = 180^\circ$. Истинная глубина z может быть пересчитана из Z с учетом угла зондирования φ . Момент времени t отсчитывается от момента пересечения зондирующим импульсом поверхности воды. В случае расчета эхо-сигнала, отраженного от дна, выражение $\frac{c_w \Delta t}{2} \cdot 2\pi\beta'(\pi, Z)$ заменяется на коэффициент отражения дна R_b . Зависимость мощности эхо-сигнала P от протяженности трассы зондирования определяется так называемым геометрическим фактором $(n_w H + Z)^{-2}$.

Лидарное уравнение (3) записано в предположении однократного рассеяния назад. Предполагается также, что угол поля зрения приемника много больше начальной расходимости лазерного пучка $\theta_1^2 \ll \theta_2^2$ и достаточно большой, чтобы перехватить все излучение, отраженное от слоя воды на соответствующей глубине. В натуральных условиях вследствие многократного рассеяния на пути от поверхности воды до объекта зондирования и обратно это предположение не всегда соблюдается. Необходима более универсальная формула, которая применима в случае, когда лазерное пятно на глубине зондируемого слоя полностью не укладывается в поле зрения фотоприемника. Удовлетворяющая этому требованию формула имеет вид [27]:

$$P(Z) = \frac{(c_w W_0 / 4\pi n_w^2) A \theta_2^2 T_0 (1-r)^2}{\theta_2^2 (H + Z / n_w)^2 + 2D(Z)} \cdot b_b(Z) \cdot \exp\left(-2 \int_0^Z \alpha(z) dz\right), \quad (4)$$

$$D(Z) = \frac{2}{q^2} \int_0^Z b_f(z) (Z - z)^2 dz, \quad (5)$$

где $2\theta_2$ — угол поля зрения фотоприемника; $b_b(Z) = 2\pi\beta'(\pi, Z)$ — показатель обратного рассеяния; $\alpha(Z) = a(Z) + 2b_b(Z)$, $a(Z)$ — показатель поглощения; $D(Z)$ — дисперсия распределения освещенности в поперечном сечении бесконечно узкого пучка света, прошедшего через водный слой толщины Z ; $b_f(Z) = b(Z) - 2b_b(Z)$ — показатель рассеяния «вперед», $b(Z)$ — полный показатель рассеяния; q — параметр передней части индикатрисы рассеяния, которая задается в виде:

$$x_f(\theta) = \frac{2q}{\theta} \exp(-q\theta). \quad (6)$$

Формула (4) получена при расчете мощности импульсного сигнала однократного обратного рассеяния с учетом многократного рассеяния света на малые углы (с использованием решения уравнения переноса излучения в малоугловом диффузионном приближении в качестве функции размытия пучка — beam spread function). Формула (4) отличается от формулы (3) наличием слагаемого $2D(Z)$, которое учитывает изменение ширины эффективных диаграмм направленности излучателя и приемника из-за многократного рассеяния света «вперед» при его двукратном прохождении через водный слой толщины Z . В случае $b_1 = \text{const}$ функция $D(Z)$ может быть представлена в виде:

$$D(Z) = \frac{2}{3q^2} b_1 Z^3. \quad (7)$$

Массив зарегистрированных в акватории Бечевинской бухты данных натурных измерений позволяет оценить применимость форм записи лидарного уравнения с использованием уравнения (3) и уравнения (4) для описания мощности сигнала обратного рассеяния от дна и толщи воды на заданной глубине. Обработка экспериментальных данных проводилась для глубин дна 8, 10, 12, 15 и 17 м, зарегистрированных на высотах 500, 700, 900, 1200 м. Для каждой из четырех высот для заданных глубин подбирались точки зондирования, близкие по пространственному положению и по значению показателя ослабления лидарного эхо-сигнала α , зависящего от гидрооптических характеристик. Предполагалось также, что коэффициент отражения дна R_b в выбранных точках не меняется. Амплитуда эхо-сигнала от дна P_b определялась для каждого зондирования. Методика определения P_b представлена в разделе 2.3. Для последующего анализа использовалась амплитуда эхо-сигнала P_b , усредненная по 10 последовательных зондированиям.

Для оценки затухания лидарного эхо-сигнала от глубины Z_b и протяженности атмосферного участка трассы зондирования H использовались две функции аппроксимации, вид которых следует из форм записи лидарного уравнения (3) и (4). Для удобства представим формулы (3) и (4) в виде:

$$P(H, z) = \frac{f_1(z)}{f_2(H, z)}, \quad (8)$$

$$P(H, z) = \frac{f_1(z)}{f_2(H, z) + f_3(z)}, \quad (9)$$

$$f_1(z) = \frac{c_w}{4n_w^2} W_0 A T_0 \theta_2^2 (1-r)^2 b_b(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(z') dz'\right), \quad (10)$$

$$f_2(H, z) = \theta_2^2 \left(H + \frac{z}{n_w}\right)^2, \quad (11)$$

$$f_3(z) = \frac{2}{3q^2} b_1 z^3. \quad (12)$$

Для каждой заданной глубины z зависимость ослабления эхо-сигнала P от высоты полета определяется только геометрическим фактором $f_2(H, z)$. Таким образом, формулы (8) и (9) могут быть использованы для аппроксимации экспериментальных данных, полученных для заданных глубин z при различных высотах зондирования H . Значения функций $f_1(z)$ и $f_3(z)$ будут константами аппроксимации, определяемыми методом наименьших квадратов. На рис. 3 представлены усредненные значения амплитуд эхо-сигналов при френелевском отражении от поверхности воды P_F , а также значения P_b для глубин 8, 12, 15 и 17 м, зарегистрированные с различных высот зондирования. Синей пунктирной линией обозначена аппроксимация экспериментальных данных с использованием уравнения (8), красной — с использованием уравнения (9). Для случая френелевского отражения от поверхности воды P_F аппроксимационные кривые совпадают, в остальных случаях — различаются. Видно, что для дна с глубинами более 8 м аппроксимационная кривая, построенная с использованием уравнения (9), лучше описывает данные натурных измерений.

Аналогичная процедура была выполнена для амплитуд эхо-сигналов от слоев воды, расположенных на глубинах 3, 8, 10, 12, 15 м. Измерения значений амплитуд эхо-сигналов проводилось на участке входа в бухту, где глубина дна превышала 22 м. Для разных высот выбирались точки зондирования, близкие по пространственному положению. На рис. 4 представлены значения амплитуды эхо-сигнала для случая максимума от верхних слоев воды P_{max} (для кросс-поляризации максимум формируется на глубине около

3 м), а также значения амплитуды P для глубин 8, 12, и 15 м.

Уравнение (9) показывает, что имея две записи сигнала $P(H, z)$ как функции глубины z , сделанные в близких местах с двух разных высот H_1 и H_2 , можно определить функцию $f_3(z)$ следующим образом:

$$f_3(z) = \frac{f_2(H_1, z)P(H_1, z) - f_2(H_2, z)P(H_2, z)}{P(H_2, z) - P(H_1, z)}. \quad (13)$$

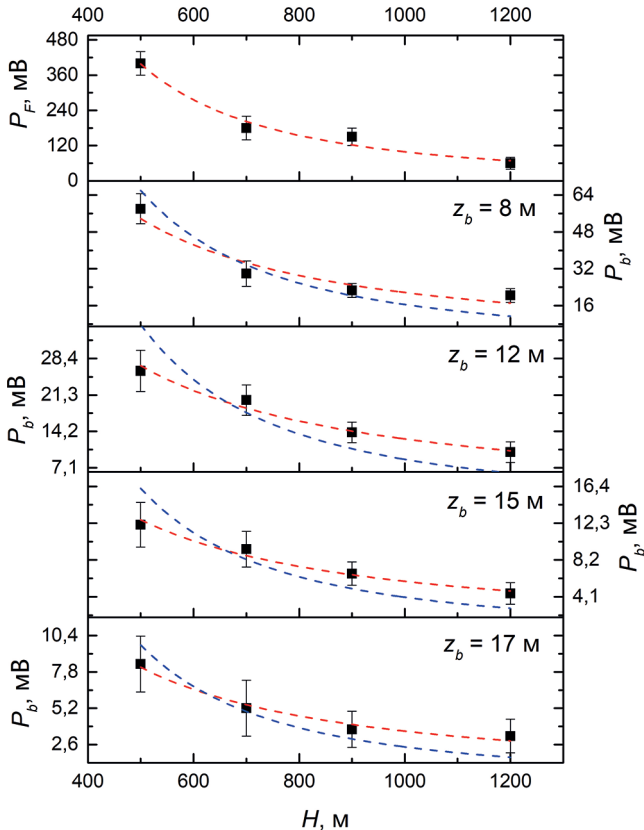
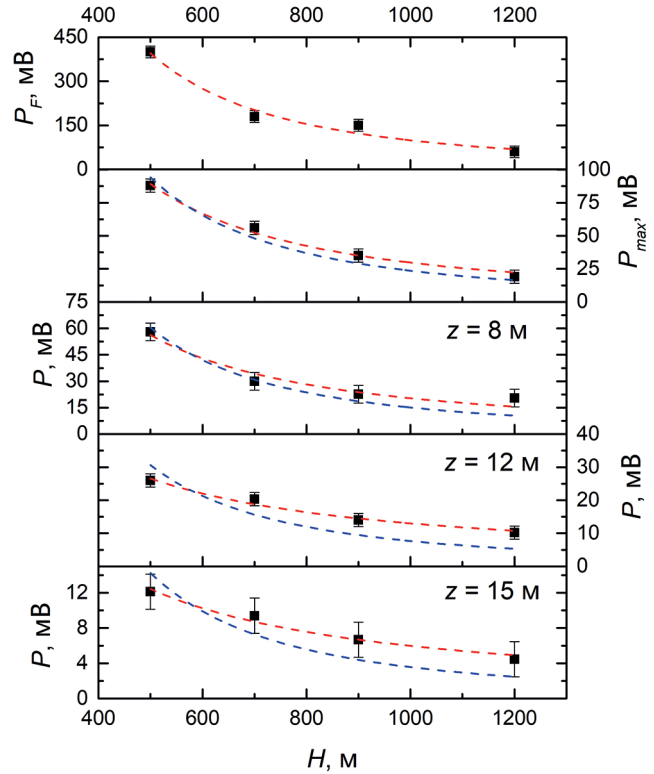


Рис. 3. Усредненные значения амплитуд эхо-сигналов при френелевском отражении от поверхности воды P_F , а также значения амплитуд эхо-сигналов от морского дна P_b для глубин 8, 12, 15 и 17 м, зарегистрированные с различных высот зондирования. Синей пунктирной линией обозначена аппроксимация экспериментальных данных с использованием формулы (8), красной — с использованием формулы (9)

Fig. 3. Values of the echo signal amplitude for the case of Fresnel reflection from the water surface P_F , as well as values of P_b for depths of 8, 12, 15, and 17 m. The blue dashed line indicates the approximation of the experimental data using equation (8), while the red line represents the approximation using equation (9)

Рис. 4. Усредненные значения амплитуд эхо-сигналов для случая максимума от верхних слоев воды $P_{\max}$, а также значения P для глубин 8, 12 и 15 м, зарегистрированные с различных высот зондирования. Синей пунктирной линией обозначена аппроксимация экспериментальных данных с использованием формулы (8), красной — с использованием формулы (9)

Fig. 4. Values of the echo signal amplitude for the case of the maximum from the upper water layers $P_{\max}$, as well as values of P for depths of 8, 12, and 15 m. The blue dashed line indicates the approximation of the experimental data using equation (8), while the red line represents the approximation using equation (9)



На рис. 5 представлены оценки величины функции $f_3(z)$ в зависимости от глубины зондирования, полученные для слоев воды с применением уравнения (13). Красным пунктиром обозначена аппроксимация полученных данных функцией типа (12), содержащей третью степень по z .

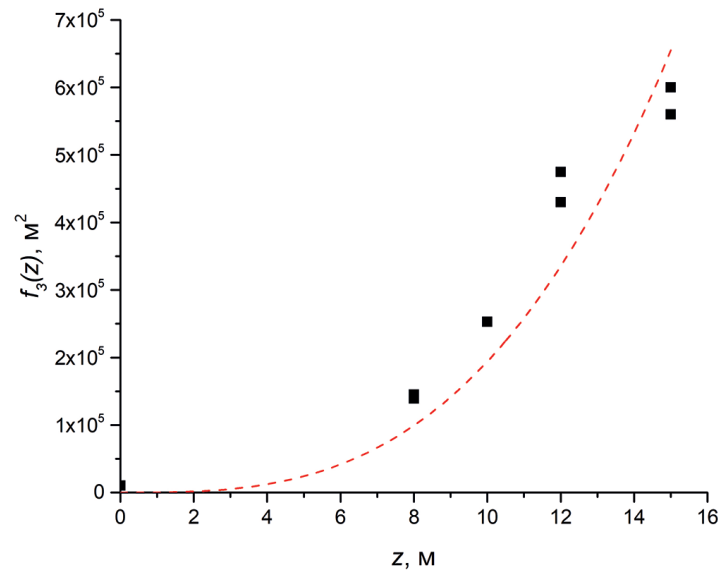


Рис. 5. Оценка величины функции $f_3(z)$ в зависимости от глубины зондирования для слоев воды, полученные с применением уравнения (13)

Fig. 5. The assessment of the values of the function $f_3(z)$ as a function of sounding depth, obtained using equation (13)

Для оценки вклада дисперсии распределения освещенности $D(z)$ в затухание лидарного эхо-сигнала рассмотрим отношение значений функций $f_3(z)$ и $f_2(H, z)$ для разных высот зондирования в зависимости от глубины дна (рис. 6). Видно, что с увеличением глубины зондирования вклад функции $D(z)$ по сравнению с геометрическим фактором становится существенным.

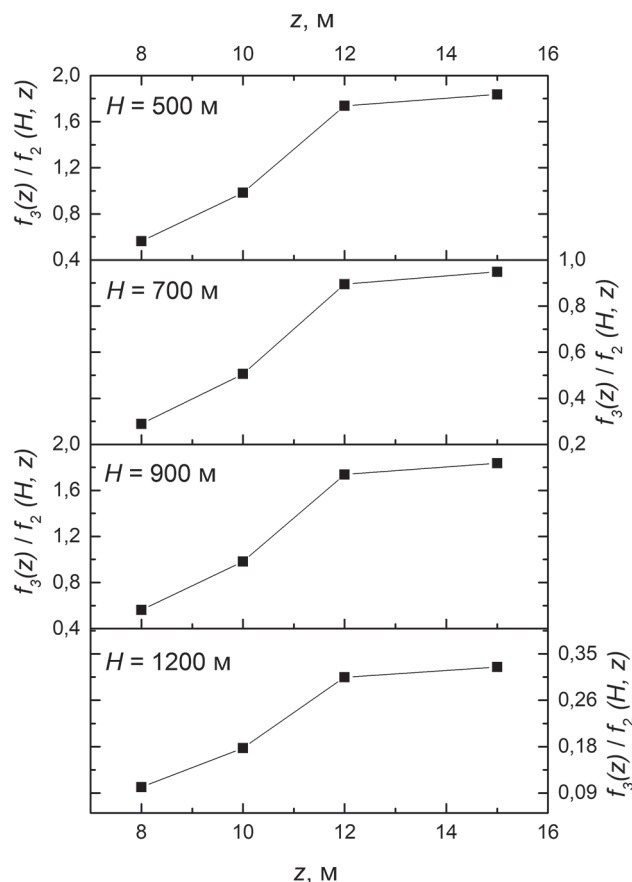


Рис. 6. Отношение значений функций $f_2(H, z)$ и $f_3(z)$ для разных высот зондирования в зависимости от глубины z

Fig. 6. The ratio of the $f_2(H, z)$ and $f_3(z)$ function values for different sounding altitudes as a function of depth z

Значение $f_3(z) \approx 0$ получено в предположении, что эхо-сигнал формируется за счет однократного рассеяния от Ламбертовской поверхности, расположенной на глубине Z , при условии малой расходимости зондирующего пучка θ_1 и угла поля зрения приемной системы θ_2 , который существенно больше расходимости зондирующего пучка ($\theta_1 \ll \theta_2$). В этом случае диаметр площадки на дне D_b , освещаемый зондирующим пучком, равен произведению протяженности трассы зондирования на расходимость зондирующего пучка. Этому условию удовлетворяет френелевское отражение от поверхности воды, когда диаметр освещенной площадки определяется только расходимостью зондирующего луча и достаточно мал. В случае, когда дно находится на глубине z_b , вклад многократного рассеяния на пути от поверхности воды до дна и обратно приводит к увеличению площадки на поверхности воды D_s , через которую выходит отраженное от дна и попадающее в приемник излучение. С увеличением z_b вклад многократного рассеяния увеличивается. Размер площадки D_s становится больше, чем размер площадки, попадающей в поле зрения приемника D_r . При увеличении высоты зондирования отношение диаметров площадок D_r/D_s уменьшается, что приводит к снижению скорости затухания лидарного эхо-сигнала и, соответственно, увеличению вклада функции $D(z)$. Аналогичные процессы происходят при отражении от слоев воды, расположенных на фиксированной глубине.

4. Заключение

Результаты натурных экспериментов показали, что зависимость величины и формы лидарного эхо-сигнала от протяженности трассы зондирования при зондировании слоев воды и морского дна имеет более сложный вид, чем это следует из лидарного уравнения (3), записанного в общепринятой форме. По-видимому, это обусловлено вкладом многократного рассеяния на пути от поверхности воды до объекта зондирования и обратно из-за чего рассеяния лазерного пятна на глубине зондируемого слоя полностью

не укладывается в поле зрения фотоприемника. В этом случае введение дополнительного члена $D(z)$ в лидарное уравнение, определяющего дисперсию распределения освещенности в поперечном сечении бесконечно узкого пучка света, прошедшего через водный слой толщины z , позволяет более точно описать полученные экспериментальные зависимости. Натурные эксперименты сложны и имеют высокую стоимость, поэтому эффективным инструментом для проверки точности использованной формы записи лидарного уравнения могут стать расчеты методом Монте-Карло. При продолжении работ в данном направлении интерес представляет исследование влияния указанного эффекта в зависимости от протяженности атмосферного и подводного участков в водах с различными значениями гидрооптических характеристик.

Благодарности

Авторы благодарят М.Л. Сбитного за организацию полетов над акваторией Бечевинской бухты и Л.С. Долина за обсуждение и полезные рекомендации при подготовке настоящей работы.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge M.L. Sbitnoy for organizing the flights over Bechevinskaya Bay and L.S. Dolin for useful recommendations used in conducting this work.

Финансирование

Работа была 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 the Shirshov Institute of Oceanology (IO RAS) (theme No. FMWE-2024-0028).

Литература

1. *Churnside J.H.* Review of profiling oceanographic lidar // *Optical Engineering*. 2014. Vol. 53, No 5. P. 051405–051405. doi:10.1117/1.OE.53.5.051405 EDN: SOSNBF
2. *Chen W., Chen P., Zhang H.* et al. Review of airborne oceanic lidar remote sensing // *Intelligent Marine Technology Systems*. 2023. Vol. 1, N10. doi:10.1007/s44295-023-00007-y EDN: CKSHDC
3. *Глухов В.А., Гольдин Ю.А.* Морские радиометрические лидары и их использование для решения океанологических задач // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2024. Т. 17, No 1. С. 104–128. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(1)-9 EDN: YMUPXI
4. *Vasilkov A.P., Goldin Yu.A., Gureev B.A.* et al. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean // *Applied Optics*. 2001. Vol. 40, N24. P. 4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353 EDN: LGLRSB
5. *Churnside J.H., Donaghay P.L.* Thin scattering layers observed by airborne lidar // *ICES Journal of Marine Science*. 2009. Vol. 66, No 4. P. 778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029 EDN: MYWKLP
6. *Collister B.L., Zimmerman R.C., Hill V.J.* et al. Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom // *Applied Optics*. 2020. Vol. 59, No 15. P. 4650–4662. doi:10.1364/AO.389845 EDN: PWHSKU
7. *Peituo Xu, Dong Liu, Yibing Shen* et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2020. Vol. 254. P. 107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201 EDN: DZGWAC
8. *Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V.* et al. Investigation of the Relationships between the Parameters of Lidar Echo Signals and Hydrooptical Characteristics in the Western Kara Sea // *Oceanology*. 2023. Vol. 63 (S1). P. S119–S130. doi:10.1134/S0001437023070044 EDN: ZXMTFQ
9. *Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Глуховец Д.И., Родионов М.А.* Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала для оценки гидрооптических характеристик приповерхностного слоя // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2024. Т. 17. No. 3. С. 32–43. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-3 EDN: DEOVKB
10. *Churnside J.H., Marchbanks R.D., Le J.H.* et al. Airborne lidar detection and characterization of internal waves in a shallow fjord // *Journal of Applied Remote Sensing*. 2012. Vol. 6, No 1. P. 063611–063611. doi:10.1117/1.JRS.6.063611 EDN: UTDAVV

11. Долин Л.С., Долина И.С., Савельев В.А. Лидарный метод определения характеристик внутренних волн // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 4. С. 501–501. EDN: PANHOZ
12. Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Родионов М.А. Лидарный метод регистрации внутренних волн в водах с двухслойной стратификацией гидрооптических характеристик // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, No 3. С. 86–97. doi:10.7868/S2073667321030084 EDN: FZLYDG
13. Philpot W. Airborne Laser Hydrography II. 2019. doi:10.7298/JXM9-G971
14. Riegl VQ-880-G Data sheet [Электронный ресурс]. URL: http://www.riegl.com/uploads/tx_pxpriegldownloads/Infosheet_VQ-880-G_2016-05-23.pdf (дата обращения: 21.02.2025).
15. Lin Wu, Yifu Chen, Yuan Le et al. A high-precision fusion bathymetry of multi-channel waveform curvature for bathymetric LiDAR systems // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2024. Vol. 128, No. 103770. doi:10.1016/j.jag.2024.103770 EDN: GPBYXD
16. Mandlbürger G. A review of active and passive optical methods in hydrography // The International Hydrographic Review. 2022. No. 28. P. 8–52. doi:10.58440/ihr-28-a15 EDN: AOUMWW
17. Mandlbürger G., Hauer C., Wieser M., Pfeifer N. Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and In-stream Habitats — A Case Study at the Pielach River // Remote Sensing. 2015. Vol. 7. P. 6160–6195. doi:10.3390/rs70506160
18. Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Родионов М.А., Гуреев Б.А., Глитко О.В. Авиационная лидарная батиметрическая съемка прибрежных акваторий с большой высоты // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, No. 4. С. 85–93. doi:10.7868/S2073667319040105 EDN: ZCARMN
19. Churnside J. H., Hair J.W., Hostetler C.A., Scarino A.J. Ocean backscatter profiling using high-spectral-resolution lidar and a perturbation retrieval // Remote Sensing. 2018. Vol. 10, No. 12. P. 2003. doi:10.3390/rs10122003 EDN: YXVEZQ
20. Lu X., Hu Y., Trepte C., Zeng S., Churnside J.H. Ocean sub-surface studies with the CALIPSO spaceborne lidar // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. Vol. 119. P. 4305–4317. doi:10.1002/2014JC009970 EDN: UVNTSD
21. Kim M., Kopilevich Y., Feygels V. et al. Modeling of airborne bathymetric lidar waveforms // Advances in Topobathymetric Mapping, Models, and Applications. Journal of Coastal Research, Special Issue. 2016. No. 76. P. 18–30. doi:10.2112/SI76-003 EDN: YUWOGX
22. Kim M. Airborne Waveform Lidar Simulator Using the Radiative Transfer of a Laser Pulse // Appl. Sci. 2019. Vol. 9, No. 12. P. 2452. doi:10.3390/app9122452 EDN: JRTWOA
23. Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Родионов М.А. Авиационный поляризационный лидар для съемки морских акваторий // Труды XXVIII Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», г. Томск, 04–08 июля 2022 г. Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2022. С. 187–190. EDN: OOMJPU
24. Глухов В.А. Закономерности формирования сигналов обратного рассеяния при лидарном зондировании приповерхностных слоев морской воды и дна: дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2024. 115 с.
25. Wang C. K., Philpot W.D. Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters // Remote sensing of Environment. 2007. Vol. 106, № 1. P. 123–135. doi:10.1016/j.rse.2006.08.003 EDN: LWZDYT
26. Gordon H.R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering // Applied Optics. 1982. Vol. 21, No 16. P. 2996–3001. doi: 10.1364/AO.21.002996
27. Dolina I.S., Dolin L.S., Levin I.M., Rodionov A.A., Savel'ev V.A. Inverse problems of lidar sensing of the ocean // Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. SPIE. 2007. Vol. 6615. P. 104–113.

References

1. Churnside JH. Review of profiling oceanographic lidar. *Optical Engineering*. 2014;53(5): 051405–051405. doi:10.1117/1.OE.53.5.051405
2. Chen W, Chen P, Zhang H. et al. Review of airborne oceanic lidar remote sensing. *Intelligent Marine Technology Systems*. 2023;1(10). doi:10.1007/s44295-023-00007-y
3. Glukhov VA, Goldin YuA. Marine profiling lidars and their application for oceanological problems. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(1):104–128. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(1)-9
4. Vasilkov AP, Goldin YuA, Gureev BA. et al. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean. *Applied Optics*. 2001;40(24):4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353
5. Churnside JH, Donaghay PL. Thin scattering layers observed by airborne lidar. *ICES Journal of Marine Science*. 2009;66(4):778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029
6. Collister BL, Zimmerman RC, Hill VJ. et al. Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom. *Applied Optics*. 2020;59(15):4650–4662. doi:10.1364/AO.389845
7. Peituo Xu, Dong Liu, Yibing Shen et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2020;254:107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201

8. Glukhov VA, Goldin YuA, Glitko OV. et al. Investigation of the Relationships between the Parameters of Lidar Echo Signals and Hydrooptical Characteristics in the Western Kara Sea. *Oceanology*. 2023;63(S1): S119–S130. doi:10.1134/S0001437023070044
9. Glukhov VA, Goldin YuA, Glitko OV, Glukhovets DI, Rodionov MA. A comparison of the Information Content of Orthogonally Polarized Components of Lidar Echo Signal for Evaluating Hydrooptical Characteristics of the Near-Surface Layer. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):32–43. doi:10.59887/2073–6673.2024.17(3)-3
10. Churnside JH, Marchbanks RD, Le JH. et al. Airborne lidar detection and characterization of internal waves in a shallow fjord. *Journal of Applied Remote Sensing*. 2012;6(1):063611–063611. doi:10.1117/1.JRS.6.063611
11. Dolin LS, Dolina IS, Savel'ev VA. A lidar method for determining internal wave characteristics. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012;48(4):444–453. doi:10.1134/S0001433812040068
12. Glukhov VA., Goldin YuA., Rodionov MA. Method of Internal Waves Registration by Lidar Sounding in Case of Waters with Two-Layer Stratification of Hydrooptical Characteristics. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021;14(3):86–97. doi:10.7868/S2073667321030084 (in Russian).
13. Philpot W. Airborne Laser Hydrography II. 2019. doi:10.7298/JXM9-G971
14. Riegl VQ-880-G Data sheet. URL: http://www.riegl.com/uploads/tx_pxpriegldownloads/Infosheet_VQ-880-G_2016-05-23.pdf (Accessed: 21.02.2025).
15. Lin Wu, Yifu Chen, Yuan Le et al. A high-precision fusion bathymetry of multi-channel waveform curvature for bathymetric LiDAR systems. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2024;128(103770). doi:10.1016/j.jag.2024.103770
16. Mandlbürger G. A review of active and passive optical methods in hydrography. *The International Hydrographic Review*. 2022;28:8–52. doi:10.58440/ihr-28-a15
17. Mandlbürger G, Hauer C, Wieser M, Pfeifer N. Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and Instream Habitats — A Case Study at the Pielach River. *Remote Sensing*. 2015;7:6160–6195. doi:10.3390/rs70506160
18. Glukhov VA, Goldin YuA, Rodionov MA, Gureev BA, Glitko OV. Airborne lidar bathymetry of coastal areas at night flight altitude. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2019;12(4):85–93. doi:10.7868/S2073667319040105 (In Russian)
19. Churnside JH, Hair JW, Hostetler CA, Scarino AJ. Ocean backscatter profiling using high-spectral-resolution lidar and a perturbation retrieval. *Remote Sensing*. 2018;10(12):2003. doi:10.3390/rs10122003
20. Lu X, Hu Y, Trepte C, Zeng S, Churnside JH. Ocean sub-surface studies with the CALIPSO spaceborne lidar. *Journal of Geophysical Research. Oceans*. 2014;119:4305–4317. doi:10.1002/2014JC009970
21. Kim M, Kopilevich Y, Feygels V. et al. Modeling of airborne bathymetric lidar waveforms. *Advances in Topobathymetric Mapping, Models, and Applications. Journal of Coastal Research, Special Issue*. 2016;76:18–30. Coconut Creek (Florida), doi:10.2112/SI76-003
22. Kim M. Airborne Waveform Lidar Simulator Using the Radiative Transfer of a Laser Pulse. *Appl. Sci*. 2019;9(12):2452. doi:10.3390/app9122452
23. Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V., Rodionov M.A. Airborne polarizing lidar for surveying marine areas. *Proceedings of the XXVIII International Symposium "Optics of the atmosphere and ocean. Atmospheric Physics"*, Tomsk, July 04–08, 2022. Tomsk, Publishing House of IOA SB RAS, 2022, 187–190 (in Russian).
24. Glukhov VA. The patterns of backscatter signal formation in LIDAR sounding of the near-surface layers of seawater and the seafloor. *Diss. ... kand. fiz.-mat. nauk. M.*, 2024. 115 p. (in Russian).
25. Wang CK, Philpot WD. Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*. 2007;106(1):123–135. doi:10.1016/j.rse.2006.08.003
26. Gordon H.R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering. *Applied Optics*. 1982;21(16):2996–3001. doi:10.1364/AO.21.002996
27. Dolina IS, Dolin LS, Levin IM, Rodionov AA, Savel'ev VA. Inverse problems of lidar sensing of the ocean. *Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. SPIE*. 2007;6615:104–113.

Об авторах

ГЛУХОВ Владимир Алексеевич, научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0003-4555-8879, WoS ResearcherID: GSD-4886-2022, Scopus Author ID: 57191414331, SPIN-код (РИНЦ): 9449-2307, e-mail: vl.glukhov@inbox.ru

ГОЛЬДИН Юрий Анатольевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-5731-5458, Scopus Author ID: 6602648464, SPIN-код (РИНЦ): 2750–1867, e-mail: goldin@ocean.ru

ГЛИТКО Олег Викторович, научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0009-0005-2313-2326. e-mail: glitko_kisin@mail.ru



EDN XZOOOCQ



Юрий Анатольевич Гольдин (26.02.1942–11.05.2025)

11 мая 2025 г. ушел из жизни один из старейших сотрудников Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, ведущий научный сотрудник Лаборатории оптики океана, кандидат физико-математических наук Юрий Анатольевич Гольдин.

Юрий Анатольевич в 1965 г. окончил физический факультет МГУ (Кафедра теории колебаний). Работал в НИИ «Полюс» (1965–1969 гг.). В 1969 г. перешел в Лабораторию оптики океана Института океанологии, в которой и работал до конца жизни.

Основными направлениями его научной деятельности стали: исследование закономерностей распространения импульсного лазерного излучения в морской воде; разработка и применение лидарных методов исследования океана; исследование мезомасштабной пространственной изменчивости характеристик морской воды с использованием проточных измерительных комплексов.

Ю.А. Гольдин. участвовал в 20-ти океанских рейсах и более 45 морских и летно-морских экспедициях, принимал участие в Российско-американском лидарном эксперименте, проводившемся на базе NASA «Wallops Flight Facility» (1996 г.).

По результатам натурных экспериментов, выполненных с борта НИС в различных акваториях Мирового океана, он сформулировал основные закономерности формирования нестационарного светового поля, возникающего в толще морской воды при распространении короткого мощного лазерного импульса в реальном для Мирового океана диапазоне изменения гидрооптических характеристик вплоть до предельных глубин проникновения лазерного излучения. Принимал активное участие в разработке физических основ и технической реализации лазерной линии связи, трасса которой включает атмосферный и подводный участки. Возможность практической реализации такой линии была подтверждена натурным экспериментом.

Совместно с сотрудниками разработал и создал ряд морских лидаров авиационного и судового базирования. Основной особенностью лидаров, разработанных Юрием Анатольевичем, является использование поляризационного метода зондирования. Лидарные исследования позволили зарегистрировать наличие и пространственную структуру подповерхностных светорассеивающих слоев, внутренних волн, различных биологических объектов.

Выполнил совместно с сотрудниками исследования мезомасштабной пространственной изменчивости характеристик поверхностных вод с использованием специально разработанного проточного измерительного комплекса и данных спутниковых сканеров цвета.

Юрий Анатольевич опубликовал более 140 научных работ, он является соавтором двухтомной монографии «Оптика океана» (Изд. «Наука», 1983 г.); имеет 9 свидетельств об изобретении. Лауреат премии Совета Министров СССР (1989 г.), премии МАИК (2010 г.).

В последние годы под руководством Юрия Анатольевича была образована группа лидарного зондирования, состоявшая из сотрудников Лаборатории оптики океана ИО РАН и сотрудников Лаборатории оптики океана и атмосферы Санкт-Петербургского филиала ИО РАН. Этой группой проведены морские судовые и авиационные натурные исследования на различных морских акваториях, в результате которых были определены новые закономерности формирования лидарных эхо-сигналов.

Юрия Анатольевича отличала безграничная преданность науке, высокий профессионализм и широчайший кругозор, необыкновенная стойкость и в то же время редчайшая доброта, тактичность, деликатность и внимательность. За более чем полувековой путь в Лаборатории оптики океана Ю.А. Гольдин стал не только выдающимся ученым, но и мудрым наставником для молодежи, хранителем традиций и связей между прошлым и настоящим.

Уход Юрия Анатольевича — невосполнимая потеря для коллег и близких. Юрий Анатольевич будет жить в нашей памяти!

Редакция журнала,
коллеги, ученики и друзья Ю.А. Гольдина