

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

**Специальный выпуск памяти
Вадима Тимофеевича Паки**

**ТОМ 18, № 3
2025**

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

**Special Issue in Memory
of Vadim Timofeevich Paka**

**VOL. 18, No. 3
2025**

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 18 № 3 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

Научные редакторы выпуска

Доктор физико-математических наук, профессор
Виктор Михайлович Журбас

Доктор физико-математических наук
Владимир Алексеевич Рябченко

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 26.09.2025 г. Дата выпуска в свет 30.09.2025 г. Формат 60 × 84¹/₈.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 16,74. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 4250.

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. 3 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

Scientific Editors

Doctor of Phys.-Math. Sciences, Professor

Victor M. Zhurbas

Doctor of Phys.-Math. Sciences

Vladimir A. Ryabchenko

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: 26.09.2025. Issued: 30.09.2025. Format: 60 × 84¹/₈.
Digital printing. Printed sheets: 16.74. Circulation: 50 pcs. Order No. 4250.

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)
- Коротаев 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

Предисловие	8
<i>Гидрофизические и биогеохимические поля и процессы</i>	
Пака В.Т. , Голенко М.Н., Журбас В.М., Корж А.О. Характеристики и хронология балтийских затоков в октябре и декабре 2023 г. по данным реанализа NEMO — виртуальный рейс (на англ. яз.)	9
Крек А.В., Кондрашов А.А., Кречик В.А., Корж А.О., Капустина М.В., Голенко М.Н., Журбас В.М., Пака В.Т. Вертикальные колебания перманентного галоклина на восточном склоне Гданьской впадины по результатам автономных измерений	19
Ванкевич Р.Е., Исаев А.В., Рябченко В.А. О подходах к улучшению описания затоков североморских вод в моделях общей циркуляции Балтийского моря	37
Медведев И.П. Резонансное усиление суточных приливов в Финском заливе	53
Мартьянов С.Д., Исаев А.В., Дворников А.Ю., Рябченко В.А. Модельная оценка влияния береговых сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, в августе и декабре 2011 года	60
Герасимов В.В., Зацепин А.Г. О расслоении линейно стратифицированной жидкости под влиянием однородного по вертикали перемешивания (лабораторный эксперимент)	77
Багаев А.В., Юровский Ю.Ю., Манилюк Ю.В., Белоконов А.Ю., Кальна В.А. Исследование длинноволновых колебаний уровня моря в севастопольских бухтах на основе данных натурных наблюдений	88
Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Тепнин О.Б. Оценка точности глобальных океанических реанализов в воспроизведении температуры и солености вод Авачинского залива (Тихий океан)	101
<i>Техническая гидрофизика</i>	
Юровский Ю.Ю., Кудинов О.Б. Влияние алгоритмов оценки ориентации волноизмерительных буев на восстанавливаемые параметры волн по данным сравнительного натурного эксперимента	114
<i>История науки и техники в области гидрофизики</i>	
Журбас В.М. Вадим Тимофеевич Пака и его изобретения	129
<i>Хроника</i>	
Памяти В.Т. Паки	139

CONTENTS

Preface	8
<i>Hydrophysical and biogeochemical fields and processes</i>	
<i>Paka V.T.</i> , Golenko M.N., Zhurbas V.M., Korzh A.O. Characteristics and chronology of Baltic inflows in October and December 2023 according to NEMO reanalysis – virtual cruise	9
Krek A.V., Kondrashov A.A., Krechik V.A., Korzh A.O., Kapustina M.V., Golenko M.N., Zhurbas V.M., <i>Paka V.T.</i> Vertical variations of the permanent halocline on the eastern slope of the Gdansk Basin based on the results of autonomous measurements	19
Vankevich R.E., Isaev A.V., Ryabchenko V.A. On approaches to improving the description of north sea water inflows in the general circulation models of the Baltic Sea	37
Medvedev I.P. Resonant amplification of diurnal tides in the Gulf of Finland	53
Martyanov S.D., Isaev A.V., Dvornikov A.Y., Ryabchenko V.A. Model estimate of the coastal constructions' impact on the hydrodynamic regime of the Neva Bay water area adjacent to the 300 th Anniversary Park of St. Petersburg in August and December 2011	60
Gerasimov V.V., Zatsepin A.G. On the stratification of a linearly stratified liquid under the influence of uniform vertical mixing (laboratory experiment)	77
Bagaev A.V., Yurovsky Yu.Yu., Manilyuk Yu.V., Belokon A.Yu., Kalpa V.A. Long-wave sea level oscillations study in Sevastopol bays via in situ data	88
Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Konik A.A., Tepnin O.B. Assessment of the accuracy of global oceanic reanalysis in reproducing the temperature and salinity of the waters of the Avacha Bay (the Pacific Ocean)	101
<i>Technical hydrophysics</i>	
Yurovsky Yu.Yu., Kudinov O.B. Impact of buoy attitude estimation algorithms on wave parameter retrieval: A comparative field experiment	114
<i>The history of science and technics in hydrophysics</i>	
Zhurbas V.M. Vadim Paka and his inventions	129
<i>Chronicles</i>	
To the memory of V.T. Paka	139

Предисловие

Специальный выпуск журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика» посвящен памяти Вадима Тимофеевича Паки, выдающегося ученого-океанолога, одного из основоположников современных методов гидрофизических измерений в океане. Выпуск открывает статья «Характеристики и хронология Балтийских затоков в октябре и декабре 2023 г. по данным реанализа NEMO — виртуальный рейс», над которой Вадим Тимофеевич работал вместе с коллегами вплоть до его трагической гибели 23 декабря 2024 года. В.Т. Пака участвовал и в следующей статье, в которой обсуждаются причины вертикальных колебаний перманентного галоклина на восточном склоне Гданьской впадины, оцененных по результатам автономных измерений. В следующих статьях разработана новая модельная конфигурация, которая лучше, чем реанализ по модели NEMO, воспроизводит данные В.Т. Паки высокочастотного сканирования вертикальной структуры моря без процедуры ассимиляции в период распространения придонного плотностного течения в Балтийском море; показано, что усиление приливных суточных составляющих в Финском заливе вызвано приливным резонансом — влиянием собственных колебаний залива и всего Балтийского моря с периодом около 27 часов; получены модельные оценки влияния береговых сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, в августе и декабре 2011 года; выполнен анализ результатов измерений в лабораторном эксперименте по расслоению линейно стратифицированной жидкости под влиянием однородного по вертикали перемешивания, что позволило установить закономерности образования слоев при различных значениях чисел Рейнольдса и Ричардсона; обсуждаются результаты исследований длинноволновых колебаний уровня моря в севастьяпольских бухтах по данным натурных наблюдений; получены оценки точности глобальных океанических реанализов в воспроизведении температуры и солености вод Авачинского залива (Тихий океан); выполнен анализ влияния алгоритмов оценки ориентации волноизмерительных буйев на восстанавливаемые параметры волн по данным натурного эксперимента. Завершают выпуск обзорная статья основных инноваций, которые были разработаны и внедрены в практику натурных гидрофизических измерений в океане Вадимом Тимофеевичем Пакой, и воспоминания его коллег «В память о выдающемся ученом и большом Человеке — Вадиме Тимофеевиче Паке (1936–2024)».

*научные редакторы выпуска
Журбас В.М., Рябченко В.А.*



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-1)

EDN IXWFLC

УДК 551.465

© [V. T. Paka](#), M. N. Golenko, V. M. Zhurbas, A. O. Korzh, 2025

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

*m.golenko@yahoo.com

Characteristics and Chronology of Baltic Inflows in October and December 2023 According to NEMO Reanalysis — Virtual Cruise

Received 11.02.2025, Revised 02.07.2025, Accepted 11.07.2025

Abstract

Barotropic saline Baltic inflows (SBIs) occurred in the period of 01.09.2023–20.02.2024 are analyzed using the NEMO reanalysis data. To test the model product, it is shown that it adequately reproduces the observed time series of salinity and temperature on depth and time of 32 yr long (1993–2024) at a monitoring station BY15 located in the Gotland Deep. The water volume imported to the Baltic Sea with the SBIs being estimated from the *in situ* observations of the sea level and salinity is found to be highly correlated with the direct estimates based on the NEMO reanalysis data. Comparison of the October and December 2023 SBIs reveals that quantitative characteristics of an SBI, such as the imported water volume and salt mass, being important nevertheless do not fully determine the subsequent evolution of the salinity field in the remote basins of the Baltic Sea. Apart from the imported water volume and salt mass the synoptic variability of the wind field is of paramount importance. Keeping in mind that the salt water transport in the bottom layer of the Bornholm Channel, Słupsk Furrow, and Hoburg Channel towards the deepest Baltic basins is most intense at northwesterly, northerly, and northwesterly winds, respectively, one may expect that a long-lasting northwesterly wind period immediately following the inflow event is the most favorable for ventilation of the Baltic Sea deep layer.

Keywords: Major Baltic Inflows, barotropic saline Baltic inflows, Danish straits, Darss Sill, Drogden Sill, water volume transport, salt mass transport, wind forcing, compensatory baroclinic current in the bottom layer, NEMO reanalysis

© [B. T. Пака](#), М. Н. Голенко*, В. М. Журбас, А. О. Корж, 2025

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

*m.golenko@yahoo.com

Характеристики и хронология балтийских затоков в октябре и декабре 2023 г. по данным реанализа NEMO — виртуальный рейс

Статья поступила в редакцию 11.02.2025, после доработки 02.07.2025, принята в печать 11.07.2025

Аннотация

Баротропные затоки соленой североморской воды в Балтийское море (SBIs), произошедшие в период с 01.09.2023 по 20.02.2024, анализируются с использованием данных реанализа NEMO. Тестирование модельного продукта показало, что он адекватно воспроизводит наблюдаемые временные ряды солёности и температуры в зависимости от глубины и времени продолжительностью 32 года (1993–2024 гг.) на станции мониторинга BY15, расположенной в Готландской впадине. Объём воды, поступающей в Балтийское море посредством SBIs, оцениваемый на основе наблюдений уровня моря и солёности, оказался в высокой степени коррелирующим с прямыми оценками, основанными на данных реанализа NEMO. Сопоставительный анализ SBIs, произошедших в октябре и декабре 2023 года показывает, что их количе-

Ссылка для цитирования: Пака В.Т., Голенко М.Н., Журбас В.М., Корж А.О. Характеристики и хронология балтийских затоков в октябре и декабре 2023 г. по данным реанализа NEMO — виртуальный рейс // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 9–18. EDN IXWFLC. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-1)

For citation: Paka V.T., Golenko M.N., Zhurbas V.M., Korzh A.O. Characteristics and Chronology of Baltic Inflows in October and December 2023 According to NEMO Reanalysis — Virtual Cruise. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):9–18. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-1)

ственные характеристики, такие как объем приносимой воды и массы соли, хотя и важны, тем не менее, не в полной мере определяют последующую динамику поля солёности в отдалённых бассейнах Балтийского моря. Помимо приносимого объема воды и массы соли важнейшее значение имеет синоптическая изменчивость поля ветра. Учитывая, что перенос соленой воды в придонном слое Борнхольмского канала, Слупского желоба и Хобургского канала в направлении наиболее глубоких впадин Балтийского моря наиболее интенсивен при северо-западном, северном и северо-западном ветрах соответственно, можно ожидать, что продолжительный период северо-западного ветра, который сразу следует за затишьем в Датские проливы и Арконский бассейн, является наиболее благоприятным для вентиляции глубинного слоя Балтийского моря.

Ключевые слова: главные балтийские затоки, баротропные затоки соленой североморской воды в Балтийское море, Датские проливы, порог Дарс, порог Дрогден, перенос объема воды, перенос массы соли, ветровое воздействие, компенсационное бароклинное течение в придонном слое, реанализ NEMO

1. Introduction

Water and salt exchange between the Baltic Sea (BS) and the North Sea occurs through the Great and Little Belt straits and the Sound (Øresund) Strait (see Fig. 1). Salt water from the North Sea enters the Baltic Sea through the straits, mixes with fresh river runoff and precipitation, and a less salty mixture of the same volume, minus evaporation, flows back through the straits into the North Sea. The shallowest points on the routes of salty North Sea waters into the Baltic are the Darss (min. thalweg depth is 19 m) and Drogden (min. thalweg depth is 8 m) sills for the flows through the Belt straits and the Sound Strait, respectively. Both routes unite in the Arkona Basin (max. depth is 48 m) and then the common route goes northeast into the Bornholm Deep (max. depth is 105 m) via the Bornholm Channel (min. thalweg depth is 45 m). After the Bornholm Deep, the salt waters continue east into the Słupsk Furrow (max. depth is 90 m) via the Słupsk Sill (min. thalweg depth is 56 m). Then one branch turns northeast to the Gotland Deep (maximum depth is 227 m), and the second goes southeast to the Gdansk Deep (maximum depth is 105 m).

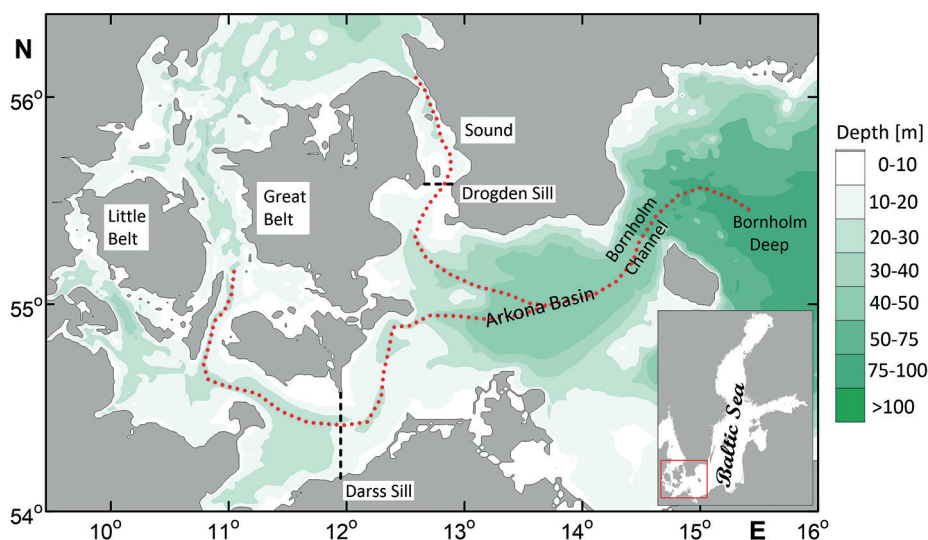


Fig. 1. Bathymetry map of a transition zone between the North and Baltic seas and the south-western Baltic Sea. The black dotted lines represent the virtual zonal and meridional transects through which the water volume and salt mass imported to the Baltic Sea were calculated. The red dotted lines represent the virtual transects along the inflow route on which the water salinity was analysed

As a result of a limited water exchange with the North Sea and large river discharge, an estuarine type circulation is formed in the BS with a lower (deep) saline layer separated from the upper layer of low salinity by a powerful halocline/pycnocline. Hypoxia develops in the deep layer, and the only effective way of ventilation of the deep layer is the so-called Major Baltic Inflows (MBIs), when a huge volume of salty North Sea water of more than 200 km³ enters the Baltic Sea during a short period of several days. MBIs occur once every few years, there may be 10 years without an MBI. For an MBI to occur, a rare combination of circumstances is needed, when long-lasting easterly winds drive water out of the BS, greatly lowering the water level relative to the North Sea, and then a sudden westerly

hurricane wind rises, driving salt water through the straits into the Baltic Sea. MBIs usually occur in the second half of autumn — first half of winter and are barotropic in nature, when the entire water column at the Darss and Drogden sills has a vertically uniform high salinity (above 20 g/kg or so) across the depth and is transported unidirectional.

The MBIs are the largest of the Baltic Saline Barotropic Inflows (SBIs) that are usually occur several times a year [3, 4]. Mohrholz [4] developed an approach to estimate the volume of water and salt mass imported into the BS with SBIs based on historical time series of sea level and salinity since 1887. The volume transport $Q(t)$ was calculated through the change of the mean sea level in the BS multiplied by the sea surface area minus river runoff, precipitation and evaporation. Observations at the Landsort and Landsort Norra, published by SMHI Opendata server [5], were taken for the time series of the mean sea level of the BS. The sea level data at the Landsort were pre-filtered with 1.2 days cut off period to exclude the appearance of seiches, inertial motions, and local wind surges. The response period of the BS mean level to external barotropic forcing is 10 days [2]. This is used to determine whether consecutive inflow events refer to a single SBI.

To calculate salt water transports to the BS, the volume transport $Q(t)$ was split into the volume transports through Belt $Q_B(t)$ and Sound $Q_S(t)$ with a fixed ratio $Q_S(t)/Q_B(t) = 0.28$.

Normally, there is a salinity front between brackish BS water and the saline water of the Kattegat. During outflow event the front is located at the northern edge of the Danish Straits. To initiate an inflow of high saline water into the BS, the salinity front has to be moved beyond the Darss Sill in the Belt and the Drogden Sill in the Sound. This is a precursory period of an SBI [3], which lasts 5–25 days. The volume transports in the Belt and the Sound, $Q_B(t)$ and $Q_S(t)$, obtained from volume change of the BS, were used to estimate the approximate positions $p_B(t)$ and $p_S(t)$ of the salinity front for each channel. During inflow conditions the simulated salinity front was moving from the Kattegat ($p(t) = 0$) toward the Baltic until it reached the Baltic edge of the channel ($p(t) = 1$), and vice versa. If the same equations are used for both channels, then the equation for the Belt is given. The front positions were calculated stepwise for each time step t of Δt duration, using an effective buffer volume V_{buffer} of 110 km³ for the Belt and 10 km³ for the Sound, respectively:

$$p_B(t+1) = p_B(t) + \frac{Q_B(t) \cdot \Delta t}{V_{buffer}} \text{ with } \begin{cases} p_B(t+1) = 0 & \text{for } p_B(t+1) < 0, \\ p_B(t+1) = 1 & \text{for } p_B(t+1) > 1. \end{cases} \quad (1)$$

Time series of inflowing water volumes, $V_B(t)$ and $V_S(t)$, were calculated from the time series of barotropic transports, $Q_B(t)$ and $Q_S(t)$, as:

$$V_B(t) = Q_B(t) \cdot \Delta t \text{ with } \begin{cases} V_B(t) = 0 & \text{for } Q_B(t) < 0, \\ V_B(t) = V_B(t) & \text{for } Q_B(t) \geq 0. \end{cases} \quad (2)$$

The salt mass $S(t)$ imported into the BS was estimated by multiplying the inflowing water volume $V(t)$ by the mean salinity s . Only transports at times when the salinity front $p(t)$ is located at the Baltic side ($p(t) = 1$) were counted as import of saline water into the BS:

$$S_B(t) = V_B(t) \cdot \rho \cdot s_B(t) \text{ with } \begin{cases} S_B(t) = 0 & \text{for } p_B(t) < 1, \\ S_B(t) = S_B(t) & \text{for } p_B(t) = 1. \end{cases} \quad (3)$$

where ρ is the mean water density [ton/m³] for the Belt and the Sound. According to the methodology for identifying the SBIs [4], in 2023 the most voluminous saltwater inflows took place in October and December ranking 26th (144 km³, 0.63 Gt salt) and 6th (205 km³, 1.73 Gt salt), respectively, in the 21st century (see Table 1).

Table 1

Characteristics of the most voluminous SBIs in the 21st century in comparison with the 2023 SBIs¹.
Nr is the serial number in the sequence of the 21st century SBIs, arranged in descending order of the volume of water imported into the Baltic Sea. The calculation method is described in [4]

Time, yr (mo)	Nr	Volume, km ³			Salt, Gt [2]		
		Total	Sound	Belt	Total	Sound	Belt
2014.951 (DEC)	1	301.3	66.3	235.0	4.02	1.31	2.71
2015.840 (NOV)	2	233.3	51.3	182.0	2.46	1.02	1.44

¹ Major Baltic Inflow statistics from the website of Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde. URL: <https://www.io-warnemuende.de/major-baltic-inflow-statistics-7274.html> (date of access: 11.02.2025).

Fin table 1

Time, yr (mo)	Nr	Volume, km ³	Salt, Gt [2]
		Total / Sound / Belt	Total / Sound / Belt
2003.011 (JAN)	3	228.3 / 50.2 / 178.1	3.02 / 1.27 / 1.75
2011.917 (DEC)	4	225.9 / 49.7 / 176.2	2.90 / 1.05 / 1.85
2008.783 (OCT)	5	211.4 / 46.5 / 164.9	1.89 / 0.89 / 1.00
2023.974 (DEC)	6	204.6 / 45.0 / 159.6	1.73 / 0.78 / 0.95
2023.757 (OCT)	26	143.9 / 31.7 / 112.2	0.63 / 0.57 / 0.06
2023.844 (NOV)	187	49.9 / 11.0 / 38.9	0.09 / 0.09 / 0.00
2023.899 (NOV)	207	42.5 / 9.4 / 33.2	0.14 / 0.14 / 0.00

The objective of this study is to reproduce characteristics and chronology of the 2023 SBIs and assess their impact on marine environment based on the NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) reanalysis [1].

2. Material and Methods

2.1. NEMO Reanalysis Data

The release of the latest version of the Baltic Sea reanalysis, NEMO-Nordic 2.0 [1], was used to compile the modelled time series of velocity components, u and v , temperature T , salinity S , and dissolved oxygen concentration O_2 with 1 day time step in the southwestern Baltic Sea for the period of 01.09.2023–20.02.2024. The model grid has 1 NM step in horizontal and 56 z-layers in vertical directions with approximately 1m thickness near the sea surface increasing to 24 m at 700 m depth. The model data were downloaded from E.U. Copernicus Marine Service Information [7].

2.2. Validation of NEMO model

To validate the reanalysis' ability in describing the long-term evolution of thermohaline and oxygen fields in the Baltic Proper caused by MBIs, the time series of the modelled vertical profiles of T , S , and O_2 in the Gotland Deep for the period of 1993–2024 were used. To facilitate the comparison with *in situ* measurements, the modelled vertical profiles were interpolated to (57°20'N, 20°03'E), the location of a monitoring station BY15 supported by the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI).

The ability of the NEMO model to reproduce long-term evolution of thermohaline and oxygen fields in the Baltic Proper, caused by MBIs, is demonstrated in Fig. 2. The model fairly well reproduces shallowing of salinity and temperature contours in the permanent halocline and the increase of bottom salinity caused by 1993–1994, 1998, 2003, and especially 2014 MBIs, while the 2023 inflows did not result in any noticeable effect in the thermohaline fields. The oxygen concentration is poorly reproduced before 2022 and satisfactory after 2022. Remarkably that both observations and NEMO reanalysis reveal a positive trend in deep layer salinity and temperature increasing by approximately 1.5 g/kg and 2 °C, respectively, for the period of 1993–2024 (see Fig. 2).

2.3. Methods of calculation of water volume and salt mass for Baltic inflows

The water volume and salt mass imported to the Baltic Sea were calculated at a zonal transect across the Drogden Sill at 55.5915°N and a meridional transect across the Darss Sill at 11.9583°E (see Fig. 1). The water volume transport, $Q_B(t)$ and $Q_S(t)$ [m³/s], and the salt mass transport, $(Qsalt)_B$ and $(Qsalt)_S$ [kg/s], were calculated as

$$\begin{cases} Q_B = \iint u \cdot dy \cdot dz, \\ Q_S = -\iint v \cdot dx \cdot dz; \end{cases} \begin{cases} Qsalt_B = \iint u \cdot s \cdot \rho \cdot dy \cdot dz, \\ Qsalt_S = -\iint v \cdot s \cdot \rho \cdot dx \cdot dz, \end{cases} \begin{matrix} \text{Darss Sill} \\ \text{Drogden Sill} \end{matrix} \quad (4)$$

where u, v, s , and ρ are the daily mean values of velocity components [m/s], salinity [kg/ton], and water density [ton/m³]. The time series of $Q(t)$ and $Qsalt(t)$ were low-pass filtered using a 4th order Butterworth filter and the inflow events were defined as time intervals with positive terms of the filtered $Q(t)$ series.

Time series of inflowing water volumes, $V_B(t)$ and $V_S(t)$, and salt masses, $S_B(t)$ and $S_S(t)$, were derived from the time series of the transports, $Q_B(t)$ and $Q_S(t)$, in both channels as:

$$V(t) = Q(t) \cdot \Delta t, S(t) = Qsalt(t) \cdot \Delta t \text{ with } \begin{cases} V(t), S(t) = 0 & \text{for } Q(t) < 0, \\ V(t) = V(t), S(t) = S(t) & \text{for } Q(t) \geq 0. \end{cases} \quad (5)$$

For comparison, estimates of inflowing salt mass from Eq. (4), (5) were supplemented with that from the Mohrholz approach [4] (Eq. (1)–(3)).

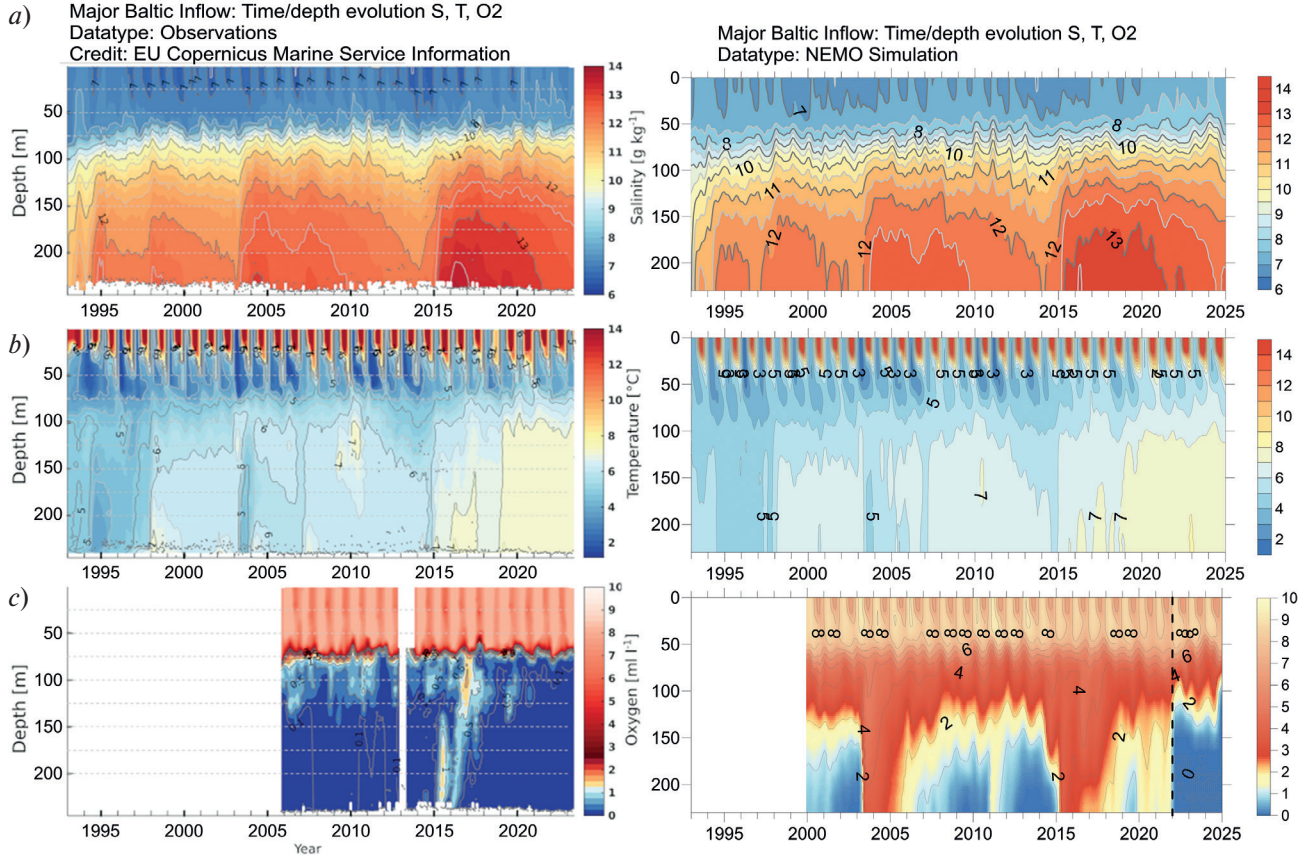


Fig. 2. Salinity (a), temperature (b), and oxygen (c) vs time and depth in the Gotland Deep for the period 1993–2024 according to observations at monitoring station BY15 (left) and NEMO reanalysis (right)

If two successive inflow periods, defined as time intervals with $Q(t) \geq 0$, were separated by a short interval $\Delta t < 3$ days with relatively small negative values $Q(t) < 0$, then the two inflow periods were considered a single inflow event. An additional requirement for a time interval with $Q(t) \geq 0$ to be considered as an SBI is an increase of bottom salinity above 14 g/kg somewhere within the interval.

3. Results

Time series of the water transport through the Darss and Drogden sills calculated from the NEMO reanalysis (Fig. 3) reveal 3 time intervals with positive Q_B and Q_S for a period from 20.09.2023 through 20.10.2023. The first interval, from 20.09.2023 through 26.09.2023, is characterized by a weak increase of surface salinity $s_{surface} < 12$ g/kg and therefore is not considered an SBI. The second and third intervals lasting from 29.09.2023 through 08.10.2023 and from 11.10.2023 through 17.10.2023, respectively, are characterized by a stronger surface salinity increase, $s_{surface} > 17$ g/kg, and are separated by a short interval $\Delta t < 3$ days with relatively small negative values of $Q(t)$. Therefore, they are considered a single SBI. For the same reasons two intervals with positive Q_B and Q_S in January–February 2024 are considered a single SBI too.

Both the approach [4] that explores historical data on the sea level and salinity and our approach which is based on the NEMO reanalysis data make possible to identify four SBIs for the period of September–December 2023 (see Table 2). Estimates of the SBI's volume obtained by the two approaches are

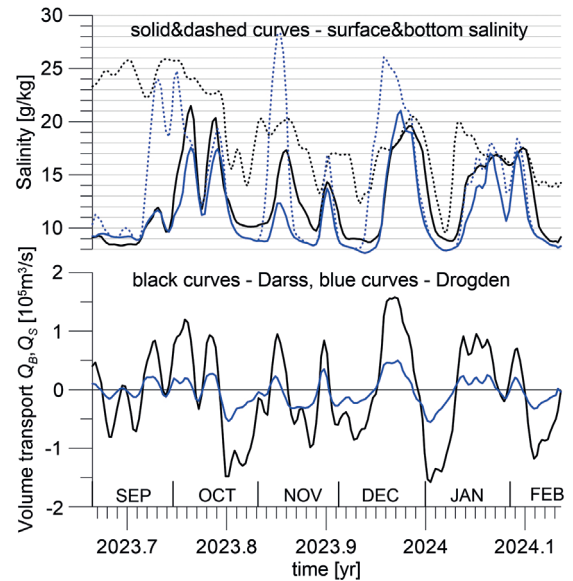


Fig. 3. Time series of water volume transports into the BS, Q_B , and Q_S , through the Darss and Drogden sills respectively (bottom), and salinity in the surface and bottom layers (top)

found to be extremely highly correlated with correlation coefficient of 0.998 at 95 % confidence limits of [0.923–1.000], and the mean value of the ratio of the Mohrholz [4] estimates to our estimates is 1.3. Estimates of salt mass imported to the BS with the SBIs obtained from different approaches display a weaker correlation than that of the SBIs water volumes (see Table 2).

Table 2

Characteristics of SBIs occurred in the period of 01.09.2023–20.02.2024 as estimated from NEMO reanalysis.
 To facilitate comparison of the NEMO estimates with that of [4], the latter are presented too (in bold text)

Time, yr	Volume, km ³ Total / Drogden / Darss	Salt, Gt, Eq. (4)–(5) Total / Drogden / Darss	Salt, Gt, Eq. (1)–(3) Total / Sound / Belt
2023.768 (29.09–17.10)	113.0 / 17.1 / 95.9 143.9 / 31.7 / 112.2	2.17 / 0.33 / 1.84	0.84 / 0.30 / 0.54 0.63 / 0.57 / 0.06
2023.853 (6–11.11)	39.2 / 6.1 / 33.1 49.9 / 11.0 / 38.9	0.58 / 0.11 / 0.47	0.00 / 0.00 / 0.00 0.09 / 0.09 / 0.00
2023.898 (23–27.11)	27.0 / 8.3 / 18.7 42.5 / 9.4 / 33.2	0.40 / 0.12 / 0.28	0.00 / 0.00 / 0.00 0.14 / 0.14 / 0.00
2023.972 (15–29.12)	172.9 / 39.0 / 133.9 204.6 / 45.0 / 159.6	2.95 / 0.80 / 2.15	1.20 / 0.68 / 0.52 1.73 / 0.78 / 0.95
2024.065 (13.01–06.02)	128.8 / 22.0 / 106.8	2.01 / 0.40 / 1.61	0.22 / 0.22 / 0.00

Vertical sections of salinity en route of Great Belt — Arkona Basin, Sound — Arkona Basin, and Arkona Basin — Bornholm Basin (Fig. 4) show that on 15.10.2023 and from 19.12.2023 to 28.12.2023 a vertically aligned salinity front between the North Sea water and the Baltic Sea water extended to the surface and was located between the Drogden Sill and the Darss Sill on one side and the Arkona Basin on the other side identifying the October and December 2023 SBIs. As a result, the saline water of the North Sea origin entered the Arkona Basin and accumulated there in the shape of a saline water dome. Remarkable that after the end of the December 2023 SBI on 29.12.2023, the saline inflow water did not flow further to the northeast to enter the Bornholm Deep but remained trapped in the in the Arkona Basin for a long while. It differs much from the October 2023 SBI when immediately after the end of inflow event the saline water accumulated in the Arkona Basin rushed northeast towards the Bornholm Deep causing an increase of bottom salinity there above 16 g/kg by 17.10.2023 (see Fig. 4).

Snapshots of bottom salinity and wind velocity maps in a transition zone between the North and Baltic seas and the southwestern Baltic Sea during the October and December 2023 SBIs are presented in Fig. 5 and 6. They will be discussed in next section.

4. Discussion and conclusions

This study is aimed to analyze SBIs occurred in the period 01.09.2023–20.02.2024 using the NEMO reanalysis data. To make sure that the model product adequately reproduces inflow events a modelled time series of salinity and temperature on depth and time of 32 yr long (1993–2024) were compared with the *in situ* measurements at a monitoring station BY15 located in the Gotland Deep. It was confirmed that the model quite accurately simulated evolution of temperature and salinity fields caused by Major Baltic Inflows (see Fig. 2). Moreover, the water volume imported to the BS with the 2023 SBIs being estimated from *in situ* observations of the sea level and salinity [4] was found to be highly correlated with the direct estimates from the NEMO reanalysis data (see Table 2).

Comparing characteristics of the October and December 2023 SBIs, it was admitted that the latter brought to the BS1.4–1.5 times more the water volume and salt mass than the former (see Table 2). However, further propagation of the inflowing water within the BS after October and December 2023 SBIs proceeded differently. Namely, immediately after the end of the October 2023 SBI the saline water accumulated in the Arkona Basin rushed northeast towards the Bornholm Deep causing an increase of bottom salinity there above 16 g/kg. To the contrary, after the end of the December 2023 SBI the saline water entered the Arkona Basin, accumulated there in the shape of a saline water dome, and acquired cyclonic rotation due to geostrophic equilibration in the bottom layer. The saline inflow water did not flow further to the northeast to enter the Bornholm Deep but remained trapped in the in the Arkona Basin for a long while being subjected to mixing with the above-lying less saline water. For this reason, the December 2023 SBI did not result in any considerable increase of bottom salinity in the Bornholm Deep (see Fig. 4).

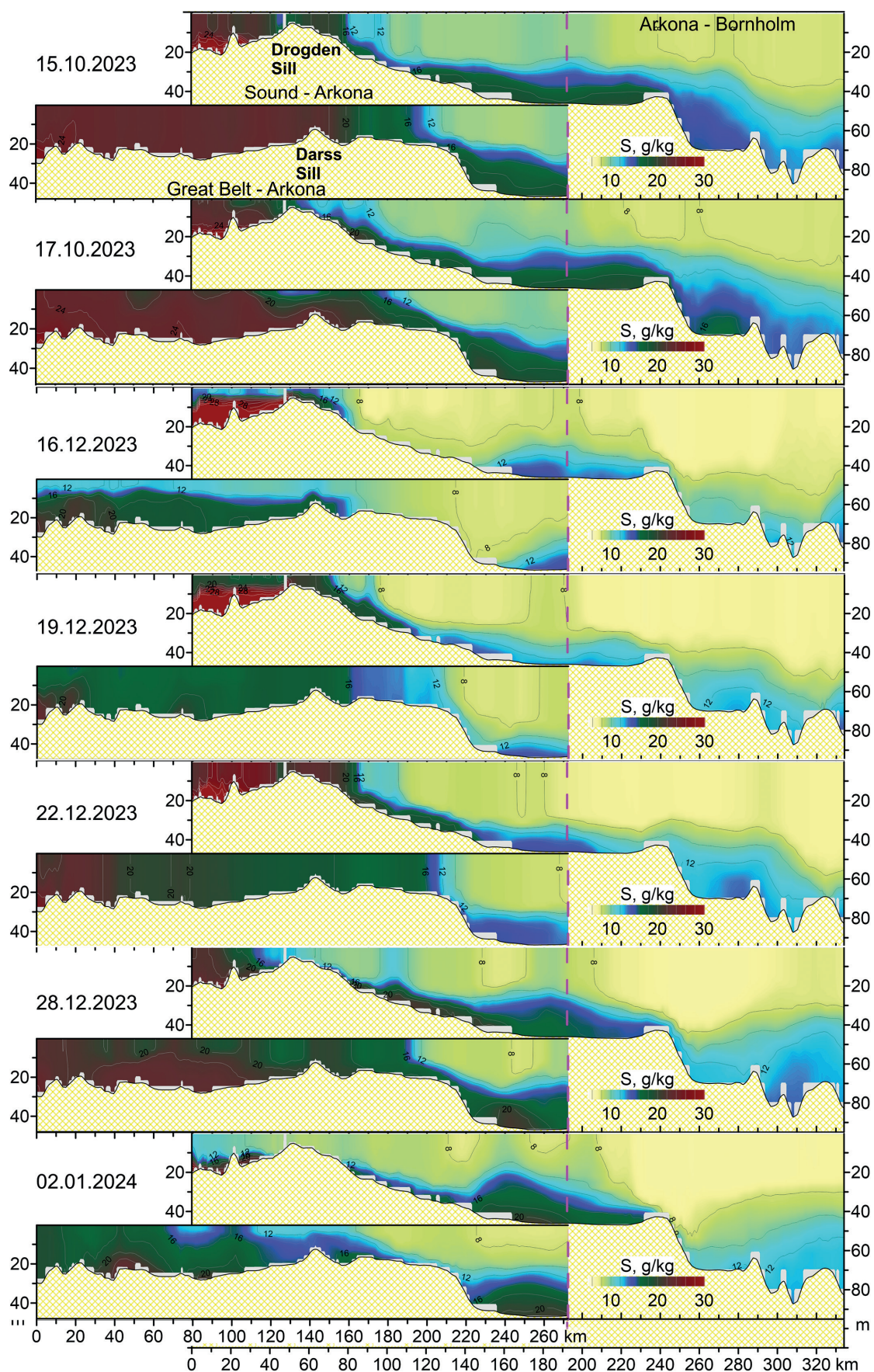


Fig. 4. Vertical sections of salinity en route of Great Belt — Arkona Basin, Sound — Arkona Basin, and Arkona Basin — Bornholm Deep during the October and December 2023 SBIs. The routes are shown in Fig. 1

To understand why the saline water entered to the Arkona Basin with the December 2023 SBI remained trapped there for a long while, let's address combined snapshots of bottom salinity and wind velocity in a transition zone between the North and Baltic seas and the southwestern Baltic Sea (Fig. 5 and 6).

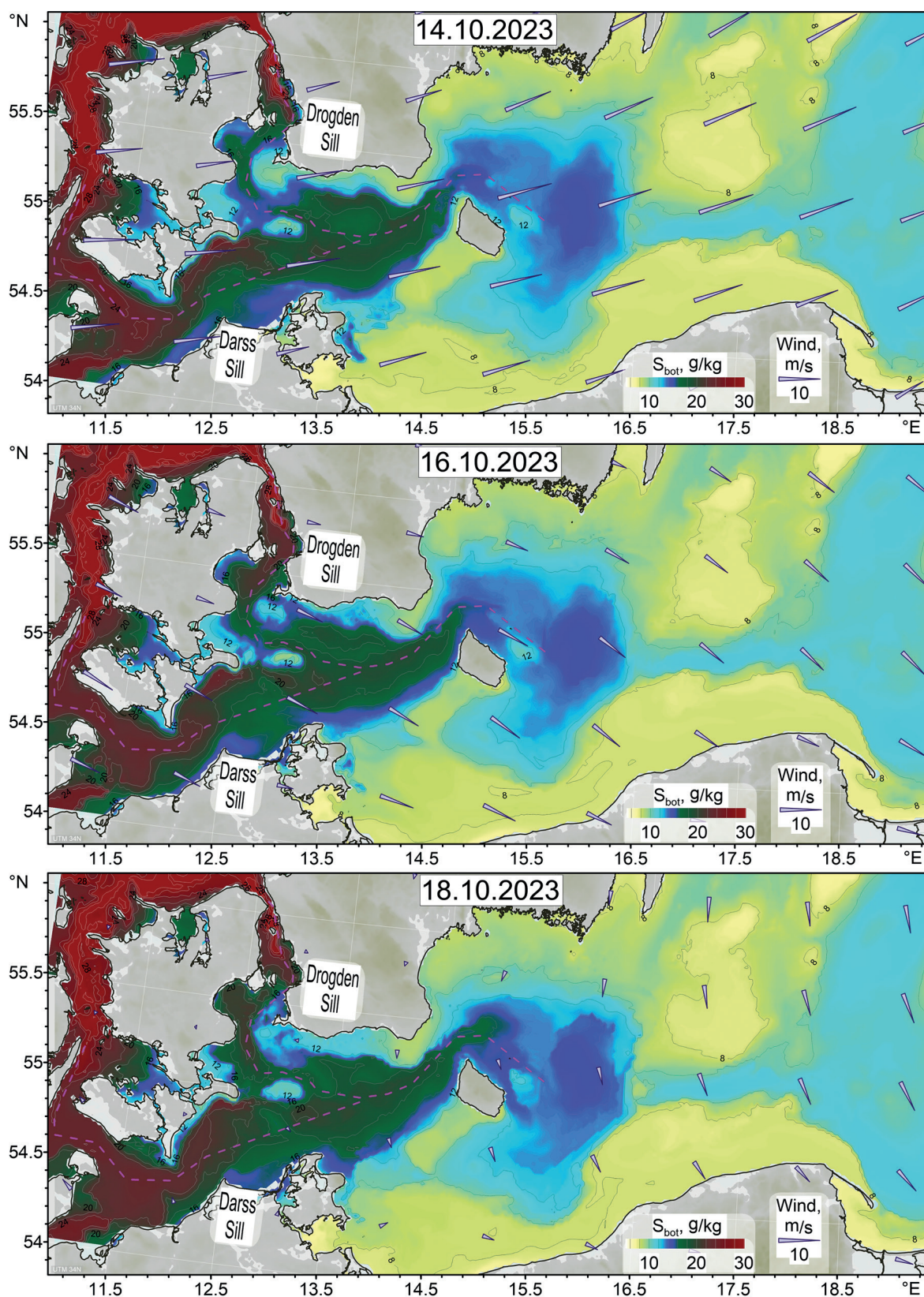


Fig. 5. Snapshots of bottom salinity (colors) and wind velocity vectors (elongated triangles) in a transition zone between the North and Baltic seas and the southwestern Baltic Sea during the October 2023 SBI

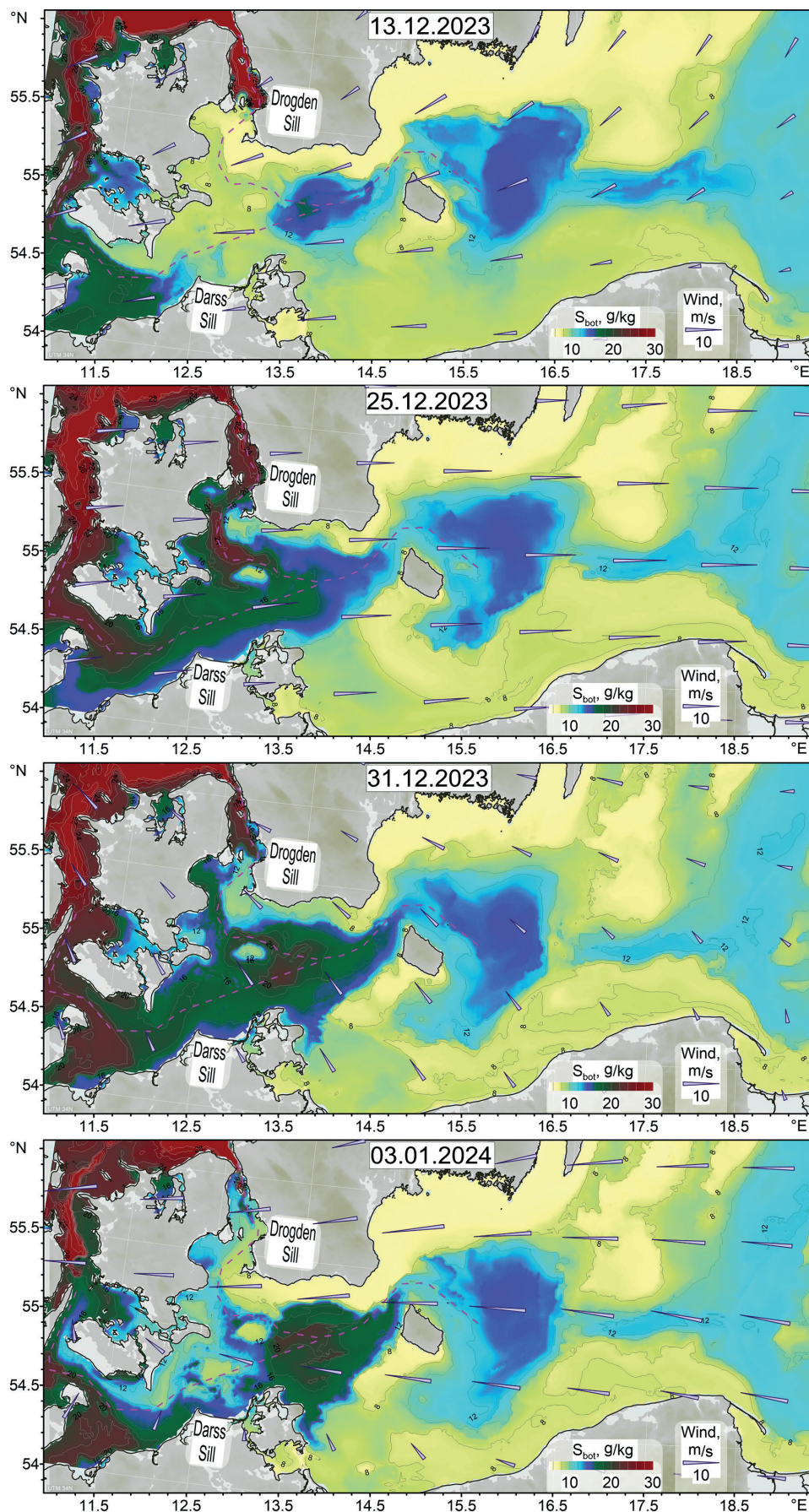


Fig. 6. Same as in Fig. 5 but for the December 2023 SBI

According to the Ekman transport dynamics, a strong westerly wind drove salty North Sea water south through the Belt and Øresund straits into the BS causing the October 2023 SBI (Fig.5, date 14.10.2023). After the October 2023 SBI, the wind changed for northwest causing the Ekman transport in the upper layer of the Bornholm Channel to the southwest, and the compensatory baroclinic current in the bottom layer towards the northeast. As a result, salty inflow water with $S > 16$ g/kg penetrated from the Arkona Basin into the Bornholm Deep through the Bornholm Channel (Fig. 5, date 16.10.2023).

Strong easterly wind drove the BS water through the Belt and Øresund straits towards the North Sea causing a drop of the sea level in the BS and thereby forming a favorable condition (preconditioning) for incoming December 2023 SBI (Fig. 6, date 13.12.2023). A strong westerly wind that followed drove salty North Sea water south through the Belt and Øresund straits back into the Baltic Sea causing the December 2023 SBI (Fig. 6, date 25.12.2023). After the December 2023 SBI, the wind changed to east-southeast causing the Ekman transport in the upper layer of the Bornholm Channel towards north-northeast and the compensatory baroclinic current in the bottom layer towards south-southwest. As a result, the salty inflow water remained trapped in the Arkona Basin and did not flow into the Bornholm Deep.

The comparison of the October and December 2023 SBIs revealed that the quantitative characteristics of an SBI, such as the imported water volume and salt mass, being important nevertheless do not fully determine the subsequent evolution of the salinity field in the remote basins of the BS. Apart from the imported water volume and salt mass the synoptic variability of the wind field over the BS is of paramount importance. Keeping in mind that salt water transport in the bottom layer of the Bornholm Channel, Słupsk Furrow, and Hoburg Channel towards the deepest BS basins is most intense at northwesterly, northerly and northwesterly winds respectively (Zhurbas and Väli, 2022), one may expect that a long-lasting northwesterly wind period immediately following the inflow event is the most favorable for ventilation of the BS deep layer.

Funding

This work was performed within budgetary theme of the Shirshov Institute of Oceanology RAS FMWE-2024-0025.

References

1. Kärnä T, Ljungemyr P, Falahat S, et al. Nemo-Nordic 2.0: operational marine forecast model for the Baltic Sea. *Geoscientific Model Development*. 2021;14:5731–5749. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-5731-2021>
2. Lass HU. A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic. *Beiträge zur Meereskunde*. 1988;58:19–33.
3. Matthäus W, Frank H. Characteristics of major Baltic inflows — a statistical analysis. *Continental Shelf Research*. 1992;12:1375–1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)
4. Mohrholz V. Major Baltic inflow statistics — revised. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5:384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
5. SMHI. Tide-gauge data of the stations Landsort and Landsort Norra in hourly means, reference level RH2000 [Internet]. 2018. Available from: <http://opendatadownload-ocobs.smhi.se>.
6. Zhurbas V, Väli G. Wind-controlled transport of saltwater in the southeastern Baltic Sea: a model study. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:835656. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.835656>
7. Copernicus Marine Service. Baltic Sea Physics Analysis and Forecast product download page. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_ANALYSISFORECAST_PHY_003_006/download?dataset=cmems_mod_bal_phy_anfc_PID-m_202411 (date of access: 11.02.2025) <https://doi.org/10.48670/moi-00010>

About the Authors

Vadim T. PAKA, Principal Researcher, Dr. Sc. (Phys.-Math.), The Atlantic Branch of IO RAS, ORCID: 0000-0003-0316-1961.

Maria N. GOLENKO, Senior Researcher, IO RAS, Cand.Sc. (Phys.-Math.), ORCID: 0000-0001-5979-1415, Scopus AuthorID: 24080316600, WoS ResearcherID: K-1544–2016, e-mail: m.golenko@yahoo.com

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

Andrey O. KORZH, Leading Engineer, Atlantic Branch of the IO RAS, ORCID: 0000-0001-6409-8228, Scopus AuthorID: 15080985900, WoS ResearcherID: L-3192–2016, SPIN-Code (ПИИЦ): 4252-1955, e-mail: andrey.korzh@atlantic.ocean.ru



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

EDN LFCYLK

УДК 551.468

© А. В. Крек*, А. А. Кондрашов, В. А. Кречик, А. О. Корж, М. В. Капустина, М. Н. Голенко,
В. М. Журбас, В. Т. Пака, 2025

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

*av_krek_ne@mail.ru

Вертикальные колебания перманентного галоклина на восточном склоне Гданьской впадины по результатам автономных измерений

Статья поступила в редакцию 26.03.2025, после доработки 23.07.2025, принята в печать 07.08.2025

Аннотация

В Атлантическом отделении Института океанологии РАН разработана и изготовлена по модульному принципу автономная гирлянда термодатчиков. По результатам измерений на восточном склоне Гданьской впадины Балтийского моря отмечены колебания изотерм. Интерпретация колебаний перманентного галоклина показала, что основной причиной их подъема являются события, при которых при антициклонической циркуляции в водной толще возникает компенсационное течение в придонном слое. Такое компенсационное течение, направленное на восток вдоль южного склона Гданьской впадины, приподнимает изотермы вблизи восточного склона. Максимальная корреляция между глубиной залегания изотермы 5,5 °С и проекцией вектора напряжения трения ветра наблюдалась при западном ветре с небольшой долей северного и с задержкой по времени 38–48 часов. Такая временная задержка обеспечивается инерцией системы. Также по результатам натурных измерений проведена верификация данных модели NEMO, которая показала неточности модели: запаздывание и сглаживание колебаний. Особенно сильные различия отмечаются для верхней части гирлянды термодатчиков, где по модельным данным отсутствуют высокочастотные колебания. У дна высокочастотных колебаний становится значительно меньше и модель достаточно точно, хоть и с запозданием, воспроизводит вертикальные движения выбранной изотермы.

Ключевые слова: Гданьская впадина, Балтийское море, гирлянда термодатчиков, температура воды, перманентный галоклин, колебания изотерм

© А. В. Крек*, А. А. Kondrashov, V. A. Krechik, A. O. Korzh, M. V. Kapustina, M. N. Golenko, V. M. Zhurbas,
V. T. Paka, 2025

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

*av_krek_ne@mail.ru

Vertical Variations of the Permanent Halocline on the Eastern Slope of the Gdansk Basin Based on the Results of Autonomous Measurements

Received 26.03.2025, Revised 23.07.2025, Accepted 07.08.2025

Abstract

At the Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, an autonomous thermistor chain was developed and manufactured using a modular design. Measurements conducted on the eastern slope of the Gdańsk Basin (Baltic Sea) revealed fluctuations in isotherms. Interpretation of the permanent halocline oscillations

Ссылка для цитирования: Крек А.В., Кондрашов А.А., Кречик В.А., Корж А.О., Капустина М.В., Голенко М.Н., Журбас В.М., Пака В.Т. Вертикальные колебания перманентного галоклина на восточном склоне Гданьской впадины по результатам автономных измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 19–36. EDN LFCYLK. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-2)

For citation: Krek A.V., Kondrashov A.A., Krechik V.A., Korzh A.O., Kapustina M.V., Golenko M.N., Zhurbas V.M., Paka V.T. Vertical Variations of the Permanent Halocline on the Eastern Slope of the Gdansk Basin Based on the Results of Autonomous Measurements. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):19–36. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-2)

showed that their upward shift is primarily caused by events in which anticyclonic circulation in the water column generates a compensatory current in the bottom layer. This compensatory current, flowing eastward along the southern slope of the Gdańsk Basin, lifts the isotherms near the eastern slope. The highest correlation between the depth of the 5.5 °C isotherm and the projection of the wind stress vector was observed under westerly winds with a slight northerly component, with a time lag of 38–48 hours. This delay is attributed to the system's inertia. Field measurements were also used to validate the NEMO model data, revealing model inaccuracies: a time lag and smoothing of fluctuations. The most significant discrepancies were observed in the upper part of the temperature sensor string, where the model failed to reproduce high-frequency oscillations. Near the bottom, high-frequency fluctuations diminish, and the model reproduces the vertical movements of the selected isotherm with reasonable accuracy, though still with a delay.

Keywords: Gdansk Basin, Baltic Sea, thermistor chain, water temperature, permanent halocline, isotherm variations

1. Введение

Балтийское море представляет собой мелководный внутриматериковый бассейн Атлантического океана, сообщающийся с Северным морем системой узких мелководных проливов, затрудняющих водообмен. Водная толща Балтийского моря имеет выраженную стратификацию, где перманентный пикнолин/галоклин (совпадающий с оксиклином и характеризующийся инверсией температуры, вносящей незначительный вклад в ослабление гидростатической устойчивости) затрудняет вертикальное перемешивание глубинных и поверхностных вод [1–5]. Численные модели показывают общую циклоническую циркуляцию, охватывающую всю толщу воды в Центральной Балтике [6–8].

В условиях Балтийского моря как колебания уровня свободной поверхности, так и вертикальные колебания внутренних слоев в первую очередь подвержены влиянию атмосферных процессов [9–16].

Положение перманентного галоклина на склоне Гданьской впадины определяет зону смены окислительно-восстановительных условий, ограничивая распространение сложных форм жизни вниз по склону. Любые колебания этой зоны находят отражение в развитии донных сообществ, которые вынуждены приспособляться к чередованию кислородных и бескислородных условий [17].

Цель работы — изучение вертикальных колебаний слоев воды в перманентном галоклине на восточном склоне Гданьской впадины по данным натурных измерений и верификация этими наблюдениями данных модели NEMO.

2. Материалы и методы

Для изучения колебаний слоя скачка плотности были выбраны термодатчики как наиболее надежные и простые измерительные приборы. Хотя пикноклин в Балтийском море формируется за счет градиента солености [18], сопутствующая инверсия температуры очень хорошо маркирует слой перманентного галоклина/пикноклина. Таким образом, с колебаниями изогалин и изопикн совпадают колебания изотерм, что дает возможность изучать структуру водной толщи и ее колебания по измерениям температуры.

2.1. Конструктивные особенности гирлянды термодатчиков

Для решения задачи получения данных вертикального распределения температуры воды в АО ИО РАН была изготовлена гирлянда термодатчиков. Конструкция представляет собой несколько модулей измерения температуры, размещенных на кабеле. Модуль представляет собой корпус в виде короткой пластиковой трубки, закрываемый с двух сторон пробками с поршневыми резиновыми уплотнениями. Печатная плата с измерительной электроникой помещается внутрь корпуса и закрепляется на одной из крышек. Измерение внешней температуры производится через U-образную медную трубку, выведенную за пределы одной из пробок. Такая конструкция обеспечивает выравнивание внешнего и внутреннего давления измерительных модулей за счет подвижности пробок, что препятствует проникновению внутрь воды под давлением. Внутренний объем модулей заполняется диэлектрической жидкостью.

В качестве измерительного элемента в каждом из модулей применен платиновый тонкопленочный термометр сопротивления мод. 700-102BAA-B00 производства фирмы Honeywell, включенный в измерительный мост Уитстона. Усиление и оцифровка осуществляется микросхемой ADUC848 производства Analog Devices, со встроенным 16-разрядным аналого-цифровым преобразователем, что обеспечивает точность измерения температуры $\pm 0,01$ °C при разрешении $\pm 0,001$ °C в диапазоне от -5 до $+35$ °C.

Связь между модулями и основным блоком управления и сохранения данных осуществляется посредством интерфейса RS-485. Измерение давления осуществляется за счет встроенного в основной модуль датчика избыточного давления Д-0.25 производства фирмы Микротензор и обеспечивающего погрешность $\pm 0,5\%$ от диапазона 25 Бар.

Градуировка термокос производилась в метрологической лаборатории АО ИО РАН непосредственно перед установкой и после поднятия донной станции. Термостатирование среды при градуировке осуществлялось в термостате ТВП-6, обеспечивающем среднеквадратичное отклонение случайной составляющей погрешности температуры в рабочей камере не более $\pm 0,003^\circ\text{C}$. В качестве образцового средства использовалась комбинация стандартного платинового термометра сопротивления Rosemount 162CE и автоматического измерительного моста АТВ-1250 производства Neil Brown Instrument Systems, обеспечивающие погрешность измерения $\pm 0,001^\circ\text{C}$. Для воспроизведения реперной точки МПТШ-90 ($29,7646^\circ\text{C}$) перед началом градуировки производилось контрольное измерение в галлиевом температурном эталоне мод. 17402 производства Yellow Springs Instruments Co. Термокоса вместе с платиновым термометром помещались в рабочий бак термостата, и после стабилизации температуры в объеме производилось считывание параметров.

2.2. Район исследований и схема постановки гирлянды термодатчиков

Донная станция с гирляндой термодатчиков была установлена на восточном склоне Гданьской впадины на глубине 85 м (рис. 1) и охватывала слой 50–82 м. Здесь расположена граница смены окислительно-восстановительных условий, изменение положения которой критически важно для развития донных сообществ и экосистемы в целом.

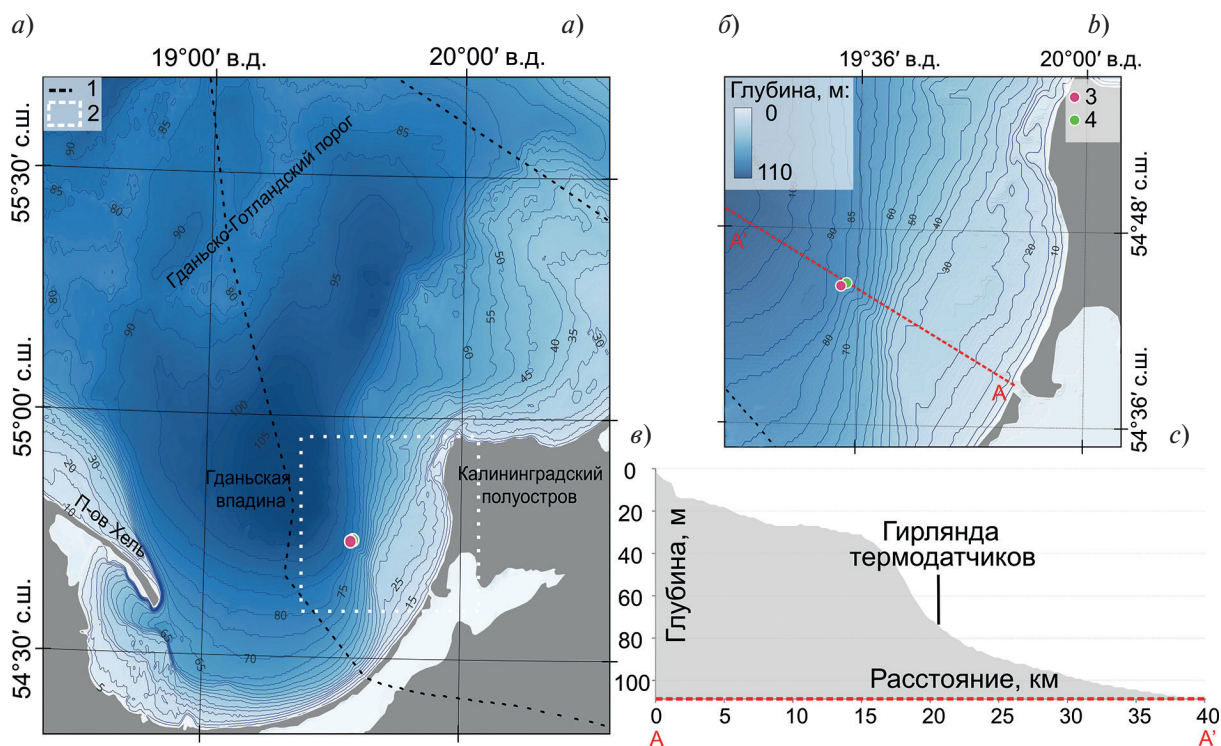


Рис. 1. Схема положения гирлянды термодатчиков в Гданьском бассейне (а); на врезке (б) и схеме (в) показано положение гирлянды термодатчиков на склоне Гданьской впадины, красным пунктиром показан профиль рельефа дна по линии А-А'. Условные обозначения на легендах: 1 — граница РФ; 2 — границы врезки б; 3 — узел реанализа СМЕМС; 4 — точка постановки гирлянды термодатчиков

Fig. 1. Position of the thermistor chain in the Gdansk Basin (a); inset (b) and scheme (c) show the position of the thermistor chain on the slope of the Gdansk Deep, the red dotted line shows the profile of the bottom relief along the line A-A'. Legend: 1 — the boundary of the Russian Federation; 2 — inset b borderline; 3 — CMEMS reanalysis data station; 4 — thermistor chain position

В эксперименте использовались две однотипные гирлянды термодатчиков, каждая из которых была укомплектована, помимо основного блока, восемью термомодулями. Перед постановкой донной станции гирлянда термодатчиков была закреплена на буйрепе с шагом 2 м. Расстояние между якорями составляло 150 м. Расстояние между якорем и первым термодатчиком — 1 м (рис. 2, табл. 1).

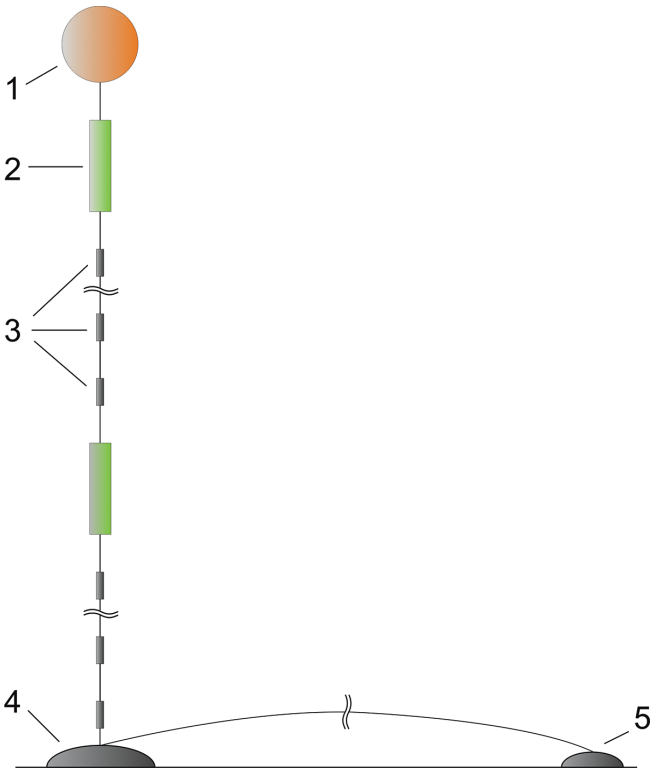


Рис. 2. Схема донной станции с двумя гирляндами термодатчиков (масштаб не соблюден). Условные обозначения: 1 — плавучесть, 2 — основной блок с датчиком давления, 3 — термодатчики, 4 — основной якорь, 5 — отводной якорь. Последовательность термодатчиков начиная от якоря: T09-T08-T07-T06-T05-T04-T03-T02 (основной блок T00-09); T19-T17-T16-T15-T14-T13-T12-T11 (основной блок T10-19)

Fig. 2. Mooring station scheme with two thermistor chains (not to scale). Legend: 1 — buoyancy, 2 — main module with pressure sensor, 3 — temperature sensor, 4 — main anchor, 5 — additional anchor. Sequence of temperature sensors starting from the anchor: T09-T08-T07-T06-T05-T04-T03-T02 (main module T00-09); T19-T17-T16-T15-T14-T13-T12-T11 (main module T10-19)

Таблица 1
Table 1

Сводная характеристика постановки
Summary of deployment

Дата постановки	Время постановки	Дата отключения	Время отключения	Глубина, м	Номер прибора	Координаты	
						с.ш.	в.д.
25.06.2024	19:20:25	T00-09 (04.09.2024)	T00-09 (20:27:02)	84,8	T00-09	054° 44,66′	019° 34,76′
		T10-19 (17.08.2024)	T10-19 (09:29:02)		T10-19		

Примечание: Постановка термокосы была выполнена в 56-м рейсе НИС «Академик Борис Петров», снятие — с МИС «Норд-3».
Note: The thermistor chain was deployed during the 56th cruise of the R/V "Akademik Boris Petrov" and recovered from the small research vessel "Nord-3".

3. Работа с моделью NEMO

3.1. Оценка достоверности модельных данных (NEMO)

Исследование структуры течений и температуры воды в период постановки гирлянды термодатчиков производилось по данным реанализа CMEMS Baltic Sea Physics Analysis and Forecast (реанализ для Балтийского моря) [19] на двух горизонтах (28,1 и 80,1 м). Это массив ежечасных и среднесуточных данных на регулярной сетке с размером ячейки 2×2 км.

По данным [20] среднее систематическое отклонение по температуре составляет $0,2^\circ\text{C}$. Среднеквадратичное отклонение, скорректированное на смещение (cRMSD), демонстрирует самые высокие значения вдоль береговой линии, превышая $+1,5^\circ\text{C}$. Самые низкие значения cRMSD ($<0,5^\circ\text{C}$) наблюдаются в южной части Балтийского моря. Систематическое отклонение колеблется от $-0,3$ до $1,0^\circ\text{C}$ на поверхности моря и от $1,7^\circ\text{C}$ до $0,8^\circ\text{C}$ на самой большой глубине в каждой точке, что зависит от наличия данных. cRMSD варьируется от $0,1$ до $2,25^\circ\text{C}$ на поверхности и от $0,3^\circ\text{C}$ до $2,3^\circ\text{C}$ на дне.

В поверхностном слое смещение скорости течения составляет от $-0,08$ до $0,23$ м/с, направления — от 28° до 35° , cRMSD — $0,08$ – $0,23$ м/с и 68° – 99° . В придонном слое смещение скорости — от $-0,05$ до $0,03$ м/с, направления — от -48° до 6° , cRMSD — $0,04$ – $0,10$ м/с и 73° – 93° .

3.2. Интеркалибрация NEMO

Интеркалибрация модельных данных с измерениями гирлянды термодатчиков была выполнена на четырех горизонтах (табл. 2). Для сравнения были выбраны датчики косы, расположенные наиболее близко к глубинам расчета в ближайшем модельном узле сетки (табл. 2), расположенном на расстоянии 700 м от точки установки косы. Первый датчик (T13) располагался вблизи ядра холодного промежуточного слоя (ХПС), средняя глубина которого в Гданьском бассейне составляет около 50 м [21]. Глубина датчика T17 соответствовала глубине верхней границы галоклина в районе исследования (60–65 м) по данным работы [22]. Датчики T2 и T7 занимали толщу воды в перманентном галоклине, который находился в придонном слое (около 3 м над дном).

Таблица 2

Table 2

Соотношение горизонтов установки гирлянды термодатчиков и модельных уровней

The relationship between temperature sensors installation depths and model levels

Датчик	Средняя глубина датчика, м	Модельная глубина, м	Разница глубин, м
T13	53,93	53,59	0,34
T17	61,89	61,28	0,61
T2	69,96	70,08	0,12
T7	79,85	80,07	0,22

3.3. Спектральный анализ

Для оценки периодов вертикальных смещения изолиний температуры был выполнен спектральный анализ результатов измерений на различных горизонтах. Оценка значимости различных частотных составляющих в сигнале проводилась сравнением мощности спектра вертикальных колебаний, который вычислялся методом мультисаггитации (multitaper). Метод широко используется для анализа временных рядов и позволяет получить более точную и устойчивую оценку спектра по сравнению с традиционными методами, такими как быстрое преобразование Фурье или метод Уэлча.

3.4. Данные о ветре

Данные направления и скорости ветра были в ближайшем узле модельной сетки реанализа ERA-5, созданного Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) [23]. Реанализ представляет собой комбинацию моделирования атмосферы и наблюдений за погодой, что позволяет получить согласованные и надежные данные о метеорологических процессах и параметрах. Данные были загружены с сайта Службы мониторинга морской среды Copernicus.

3.5. Зависимость колебаний галоклина от направления ветра

Следуя методу, изложенному в [24], была построена зависимость коэффициента корреляции между глубиной залегания z характерной для галоклина изотермы $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и проекцией вектора напряжении трения ветра $\tau(\varphi) = \tau_x \cos(\varphi) + \tau_y \sin(\varphi)$ от угла φ и сдвига по времени lag . Угол φ отсчитывался от направления на восток (x) против часовой стрелки, а сдвиг по времени lag определялся как разность времени между фиксациями z и τ (т. е. бралась корреляция между рядами $\tau(t)$ и $z(t + lag)$).

4. Результаты

4.1. Изменение температуры воды по данным гирлянды термодатчиков

Структура водной толщи в диапазоне глубин 65–80 м значительно изменялась во времени. Были отмечены некоторые периоды (эпизоды) повышения температуры придонного слоя до значений более $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$: 26 июня — 1 июля, 6–14 июля, 22–25 июля, 28–29 июля, 31 июля — 6 августа, 8–12 августа, 14 августа — 4 сентября, которые чередовались с периодами понижения температуры (рис. 3).

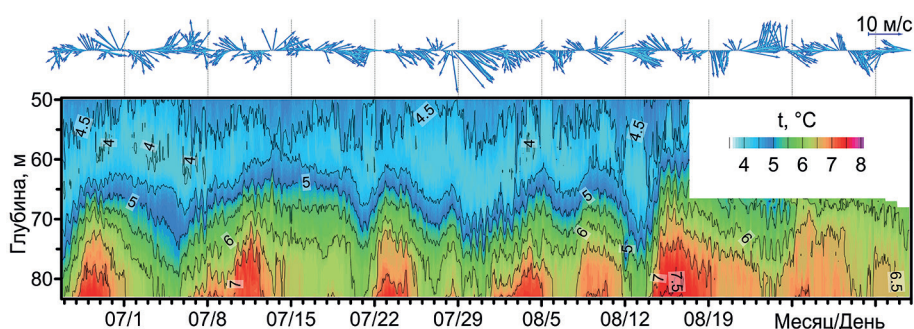


Рис. 3. Результаты записи данных гирлянды термодатчиков. Вверху синими стрелками показан ветер

Fig. 3. Results of recording data from a thermistor chain. The wind is shown by blue arrows

Спектральный анализ показал отчетливый пик с периодом около 14,7 часов, что в точности соответствует периоду инерционных колебаний $T_i = 0,5 \cdot T_{day} / \sin(\varphi) = 12\text{ ч} / \sin(54,744^{\circ}) = 14,70\text{ ч}$. Колебания более длительного периода, 50–56 ч. и 140–142 ч., выявленные спектральным анализом, сопоставимы с результатами исследования спектра колебаний уровня моря в Балтике [25], где было показано, что доминирующий пик энергии существует на периоде 120 ч, и непосредственно создается периодическим ветром и преобладает в течение нескольких дней; вторичный пик возникает примерно в диапазоне 55–60 ч. (рис. 4). Именно инерционные колебания и синоптическая изменчивость поля ветра объясняют вертикальные смещения изотерм на рис. 3 и роль последней, по-видимому, преобладает.

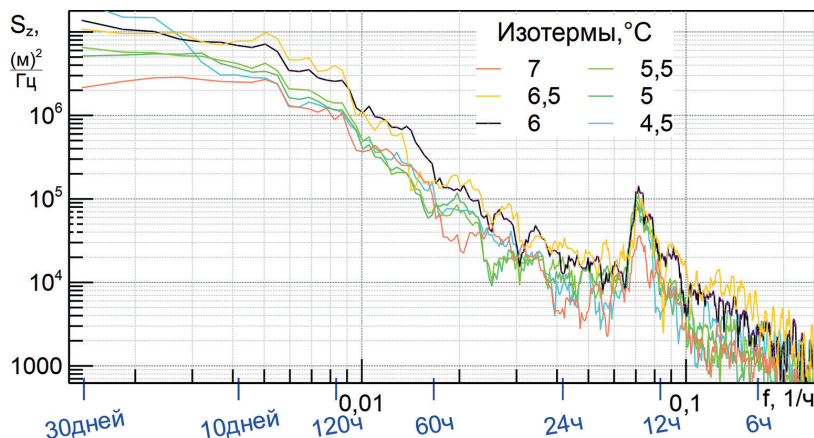


Рис. 4. Спектральный анализ данных гирлянды термодатчиков

Fig. 4. Spectral analysis of data from a thermistor chain

Стоит отметить, что в периоды поднятия галоклина (инверсионного термоклина), которым соответствует положительная флуктуация температуры по данным термодатчиков, по данным моделирования преобладала южная компонента течения, а в периоды заглубления — северная (рис. 5). Более детальное рассмотрение рис. 5 позволяет обнаружить, что периоды поднятия и заглубления запаздывают относительно соответствующих периодов южной и северной компонент течения на 1–3 сут.

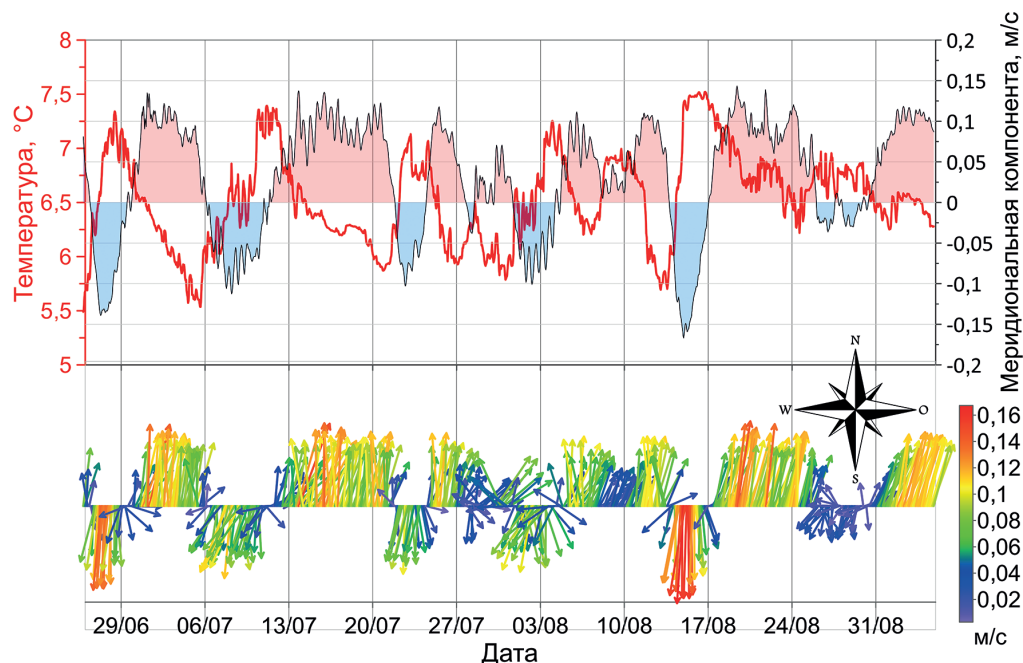


Рис. 5. Сопоставление изменения температуры по данным гирлянды термодатчиков и течений по данным модели NEMO

Fig. 5. Comparison of temperature changes according to the data of the thermistor chain and currents according to the NEMO model data

4.2. Сравнение данных гирлянды термодатчиков с NEMO

Результаты измерений датчика T13, расположенного в ХПС, показали минимальное значение температуры, а также сравнительно небольшие амплитуды ее изменчивости (рис. 6а). Стандартное отклонение составляло 0,172 °C, размах — 0,868 °C, а межквартильный размах — 0,232 °C (табл. 3). Временной ход температуры в ХПС характеризовался в основном короткопериодной изменчивостью с небольшими амплитудами. Данные моделирования показали более сглаженный временной ряд. Модель значительно занизила амплитуду изменчивости температуры. Среднее квадратичное отклонение (СКО) у данных модели составило 0,061 °C, размах — 0,316 °C, а межквартильный размах (МР) — 0,084 °C, что почти в 3 раза меньше соответствующих характеристик массива натурных данных. При этом наблюдается совпадение средних значений (табл. 3). На графике модели не проявляется долгопериодная изменчивость и не выражены высокочастотные колебания (см. рис. 6, а).

Вблизи верхней границы перманентного галоклина (датчик T17) во временном ходе заметно снижалась доля короткопериодных колебаний небольшой амплитуды и возрастала долгопериодная изменчивость (рис. 6, б). На данных описательной статистики измерений это проявляется в значениях СКО (0,273 °C), размаха (1,529 °C) и МР (0,382 °C). Долгопериодные и короткопериодные колебания хорошо воспроизводились моделью (рис. 6, б). Однако модельные данные отличаются систематическим завышением значений. Модельное среднее составляет 4,663 °C, среднее значение контактных измерений — 4,337 °C (табл. 3). Также снова имеет место занижение амплитуды температурной изменчивости. СКО, размах и МР модельных данных составляют 0,183; 0,942 и 0,209 °C, что примерно в 1,5 раза ниже, чем у выборки данных измерений (табл. 3).

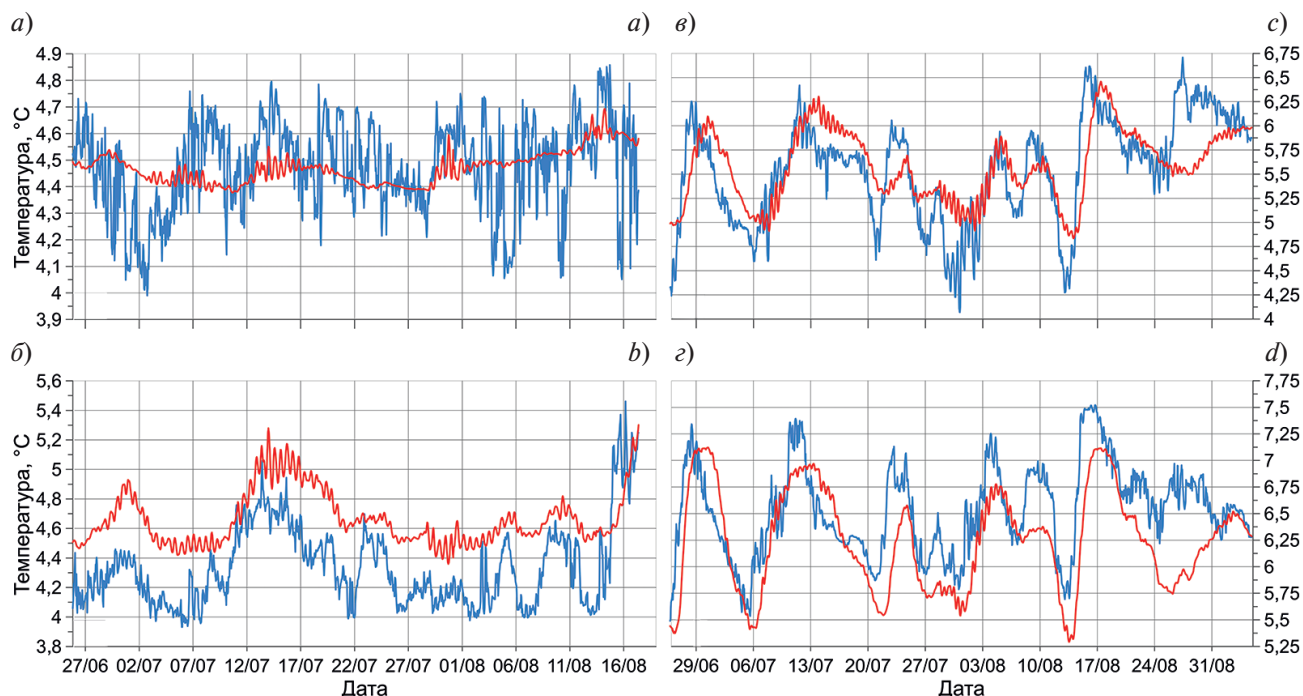


Рис. 6. Сравнение временного хода температуры по измеренным (синяя линия) и модельным (красная линия) данным на горизонтах 53 м (а), 62 м (б), 70 м (в) и 80 м (г)

Fig. 6. Comparison of the time course of temperature according to measured (blue line) and model (red line) data at layers of 53 m (a), 62 m (b), 70 m (c) and 80 m (d)

Таблица 3

Table 3

Описательная статистика рядов измерений датчиков термокосы и модельных данных на соответствующих горизонтах

Descriptive statistics of the thermistor chain's sensors measurements series and model data at the respective levels

	T13 (53,93 м)	Модель (53,59 м)	T17 (61,89 м)	Модель (61,28 м)	T2 (69,96 м)	Модель (70,08 м)	T7 (79,85 м)	Модель (80,07 м)
Кол-во измерений	1262	1262	1262	1262	1705	1705	1705	1705
Среднее	4,472	4,472	4,337	4,663	5,542	5,589	6,529	6,253
СКО	0,172	0,061	0,273	0,183	0,533	0,367	0,424	0,472
Минимум	3,990	4,377	3,932	4,359	4,07	4,835	5,49	5,292
1-й квартиль	4,365	4,418	4,120	4,531	5,166	5,304	6,242	5,840
Медиана	4,491	4,471	4,272	4,614	5,645	5,585	6,529	6,281
3-й квартиль	4,597	4,502	4,502	4,740	5,925	5,899	6,814	6,594
Максимум	4,858	4,693	5,461	5,301	6,708	6,458	7,521	7,123
Размах	0,868	0,316	1,529	0,942	2,638	1,623	2,031	1,831
MP	0,232	0,084	0,382	0,209	0,759	0,595	0,572	0,754

Временной ход вблизи ядра перманентного галоклина (датчик T2) также характеризуется преобладанием долгопериодной изменчивости с большими амплитудами (рис. 6, в). Характеристики вариативности измеренных данных на этом горизонте значительно возрастают. СКО, размах и МР составляют 0,533; 2,638 и 0,759 °С, соответственно (табл. 3). Короткопериодная изменчивость также присутствует на данных контактных измерений, но представляет собой дополнительный сигнал временного хода. Модельные данные хорошо воспроизводят ряд на качественном и количественном уровне (рис. 6, в). Разница в части центральной тенденции рядов заметно снижается. Среднее значение для ряда измерений составляет 5,542 °С, а для данных моделирования равно 5,589 °С. Однако тенденция занижения амплитуды изменений температуры также присутствует. Показатели вариативности модельных данных: 0,367; 1,623 и 0,595 °С для СКО, размаха и МР соответственно (табл. 3).

Похожая картина по данным измерений наблюдается в придонном слое. Здесь временной ход температуры на датчике Т7 показывает превалирующую роль долгопериодных колебаний большой амплитуды в изменчивости значений температуры. При этом высокочастотная изменчивость носит второстепенный характер (рис. 6, з). Модель, как и в случае с прошлым горизонтом, неплохо воспроизводит ряд натурных измерений. Однако, несмотря на относительно хорошую сходимость вариативных показателей измеренного и модельного рядов (табл. 3), предсказанные значения являются более сглаженными и в недостаточной степени воспроизводят амплитуды короткопериодных и долгопериодных колебаний (рис. 6, з). Кроме того, при сопоставлении двух рядов хорошо заметно систематическое занижение моделью значений измеренной температуры, что также хорошо проявляется в разнице средних значений рядов (табл. 3).

На горизонтах вблизи ядра перманентного галоклина и в придонном слое (датчики Т2 и Т7, соответственно) также отмечается отставание модельного хода температуры относительно натурных измерений. Результаты кросскорреляционного анализа показали, что запаздывание модели составляет 17 ч для глубины 70,08 м и 16 ч для придонного слоя (80,07 м). При смещении рядов на указанные значения лагов коэффициент корреляции Пирсона увеличивается с 0,70 до 0,79 для горизонта 70 м и с 0,69 до 0,78 для придонного горизонта 80 м.

5. Обсуждение

Структура течений на глубине 28–30 и 80 м в зависимости от подъема или опускания перманентного галоклина на восточном склоне Гданьской впадины была различна, но при этом имела общие особенности. Так, при поднятии перманентного галоклина (рис. 3) в слое 28–30 м был отмечен антициклонический вихрь, приводящий к западному направлению течений вдоль южного склона Гданьской впадины. В перманентном галоклине возникала обратная циклоническая циркуляция, с направлением вдольсклонового противотечения в восточном направлении (рис. 7). Такой механизм, по-видимому, приводил к подъему перманентного галоклина у восточного склона Гданьской впадины. Как правило, в точке постановки гирлянды термодатчиков возле склона развивается неустойчивое южное течение.

Эпизоды понижения перманентного галоклина соответствуют отсутствию антициклонической циркуляции в толще (рис. 8). Зачастую перманентный галоклин был также приподнят вблизи восточного склона Гданьской впадины, но на расстоянии от места постановки гирлянды термодатчиков.

Течение на горизонте 80 м, как правило, направлено на север и тоже может быть частью компенсации, либо более сложных мезомасштабных и присклоновых процессов. Исключением из общего правила было понижение температуры 16 июля, при циклонической циркуляции на горизонтах 28–30 м и типичному для такой циркуляции направлению течения на восток в придонном слое. Здесь, очевидно, сыграли роль присклоновые процессы, отжавшие поднятый перманентный галоклин от склона.

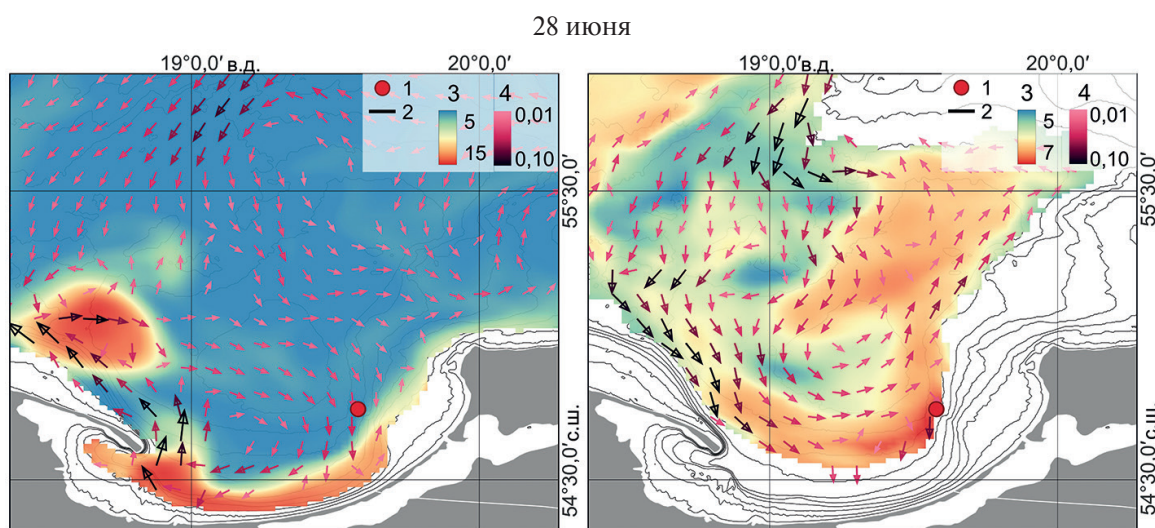
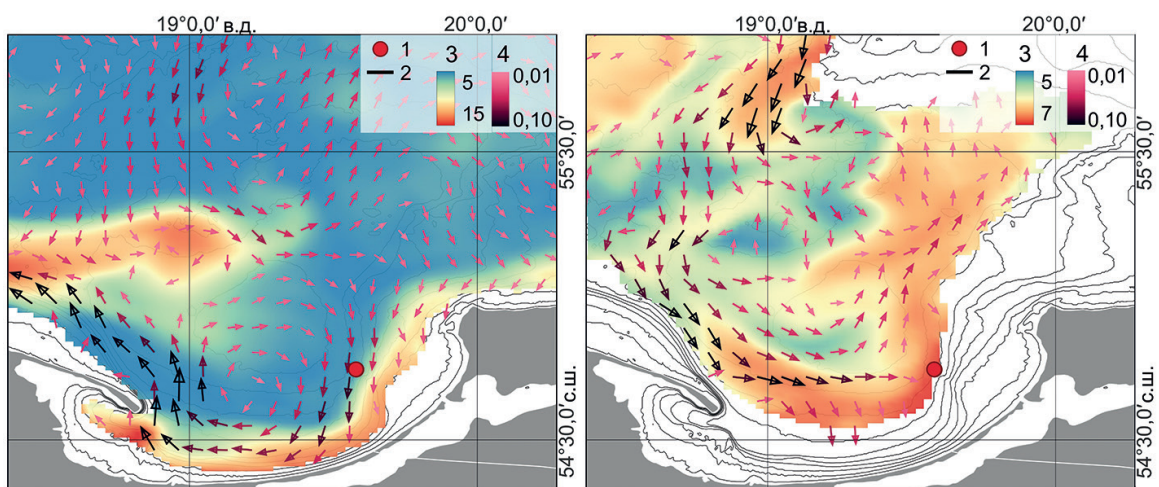


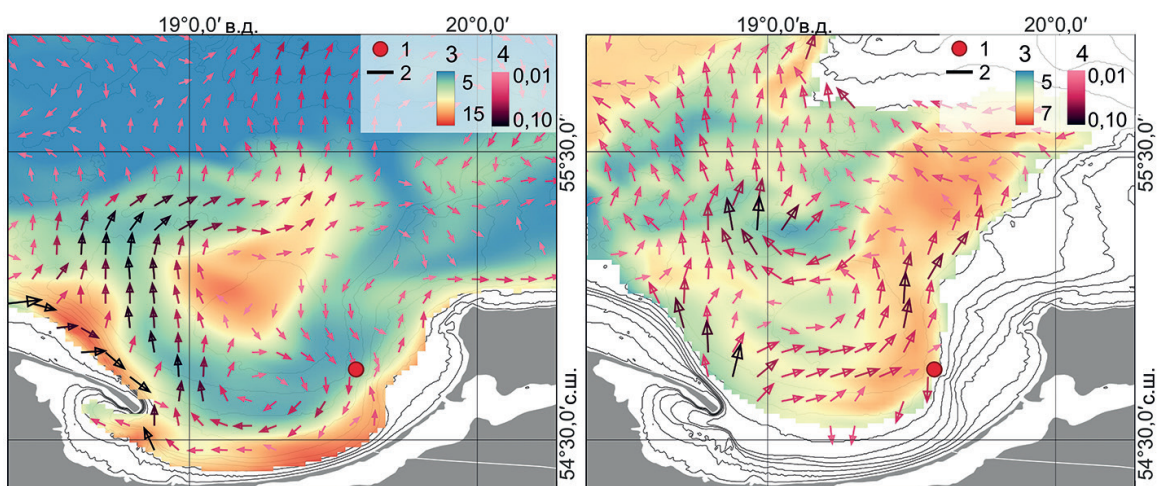
Рис. 7. Окончание на с. 28–29

Fig. 7. Fin p. 28–29

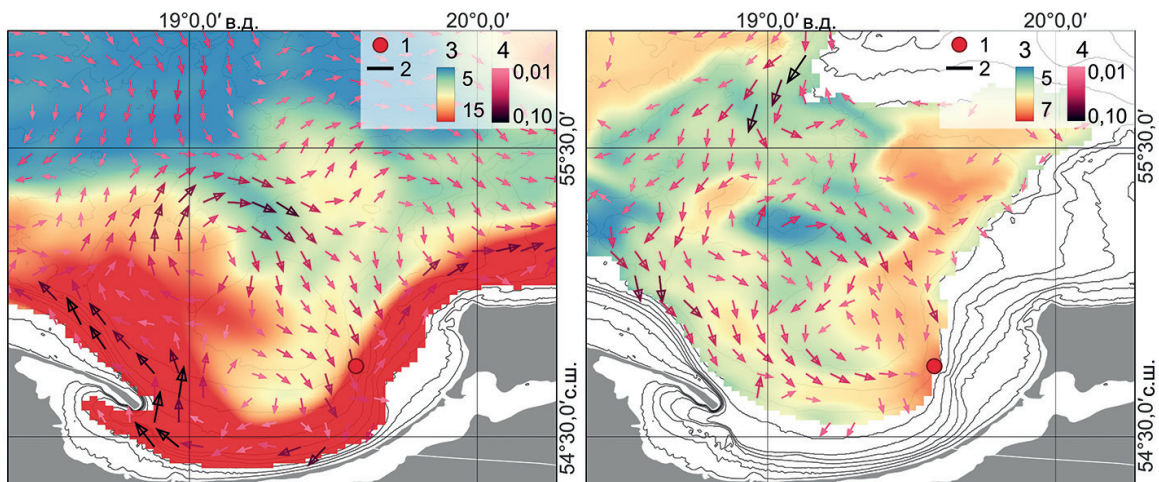
11 июля



23 июля



4 августа



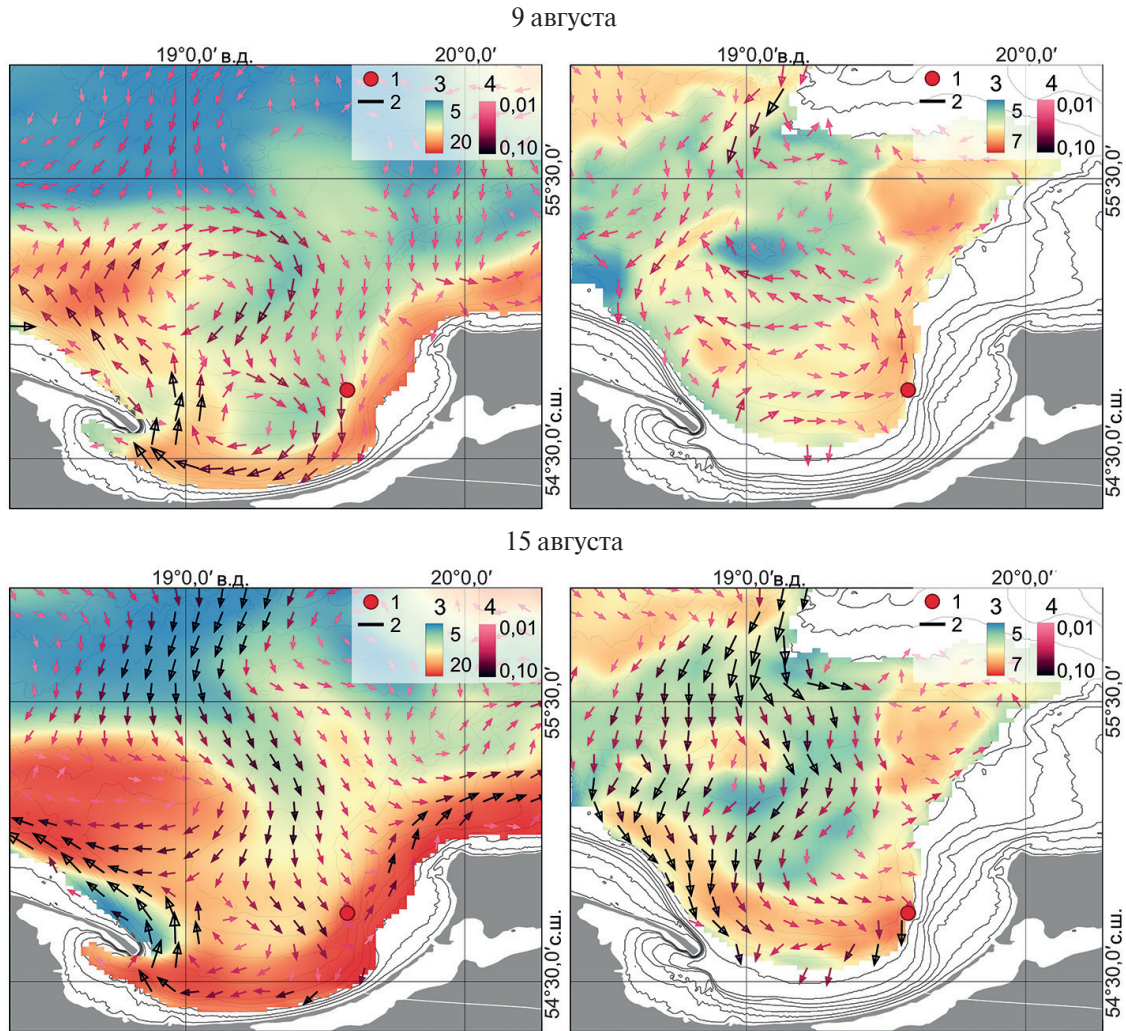


Рис. 7. Температура (цветом) и скорость течения (векторы) на горизонте 28 м (слева) и 80 м (справа) по модели NEMO в периоды поднятия перманентного галоклина по данным гирлянды термодатчиков. Условные обозначения: 1 — точка постановки гирлянды термодатчиков; 2 — изобаты, м; 3 — шкала температуры, °C; 4 — шкала скорости течений, м/с

Fig. 7. Temperature (in color) and current velocity (vectors) at the 28 m (left) and 80 m (right) layers according to the NEMO model during periods of permanent halocline rise, based on data from the thermistor chain. Legend: 1 — point of installation of the thermistor chain; 2 — isobaths, m; 3 — temperature scale, °C; 4 — current velocity scale, m/s

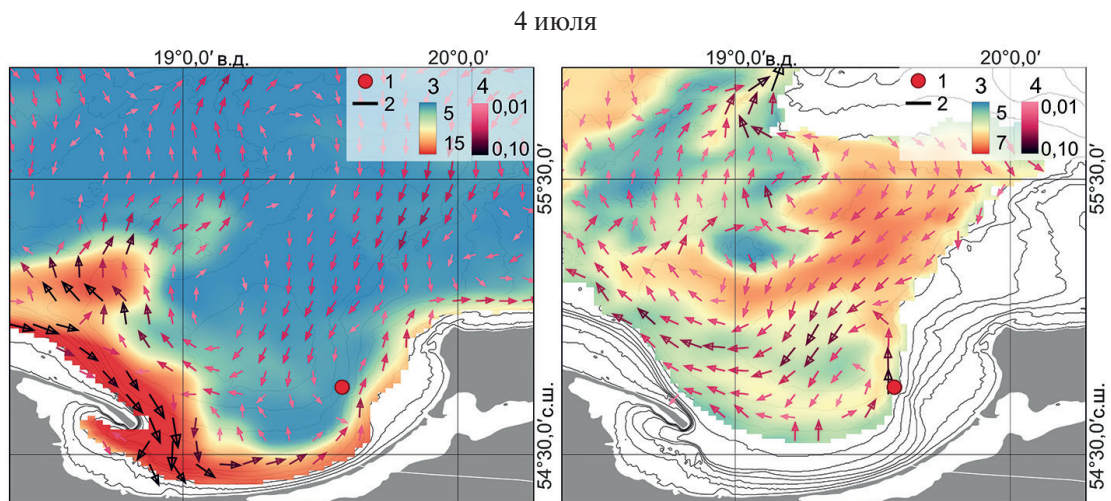
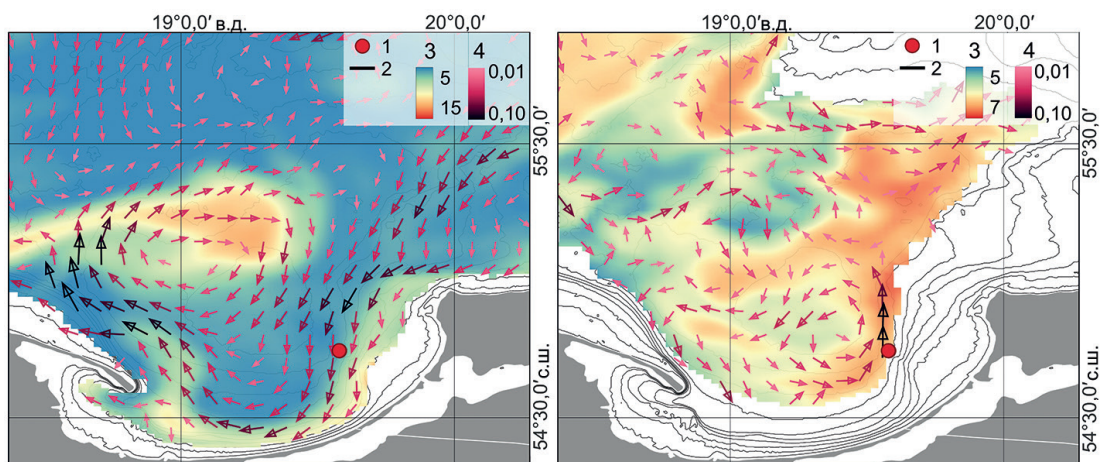


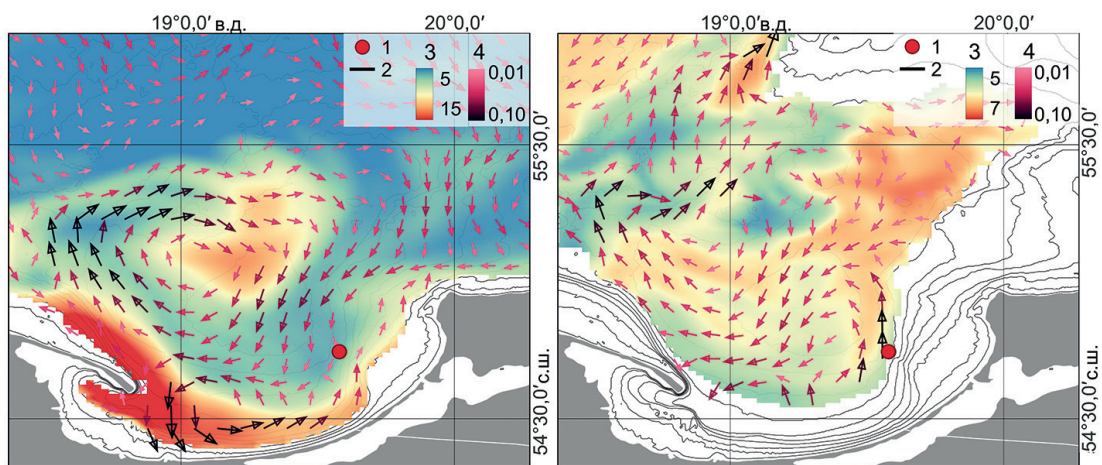
Рис. 8. Окончание на с. 30–31

Fig. 8. Fin p. 30–31

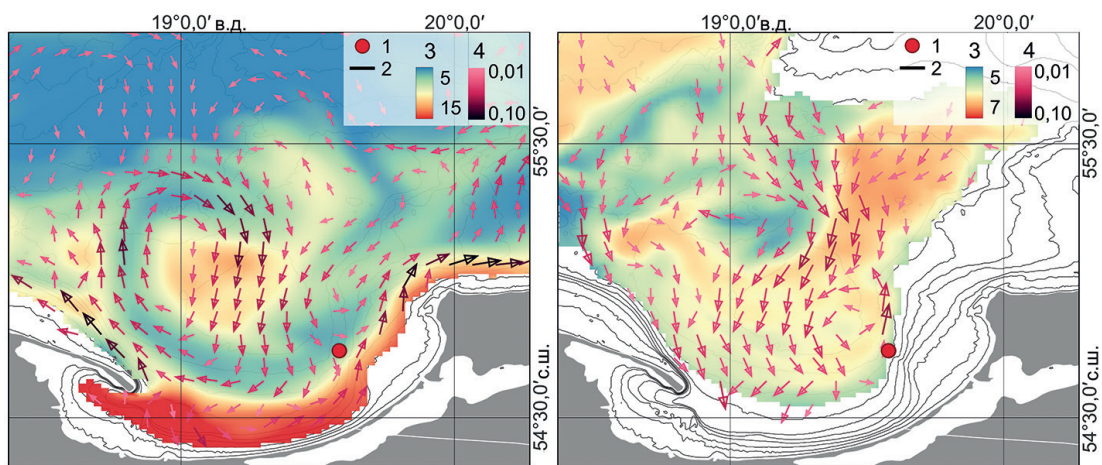
16 июля



20 июля



27 июля



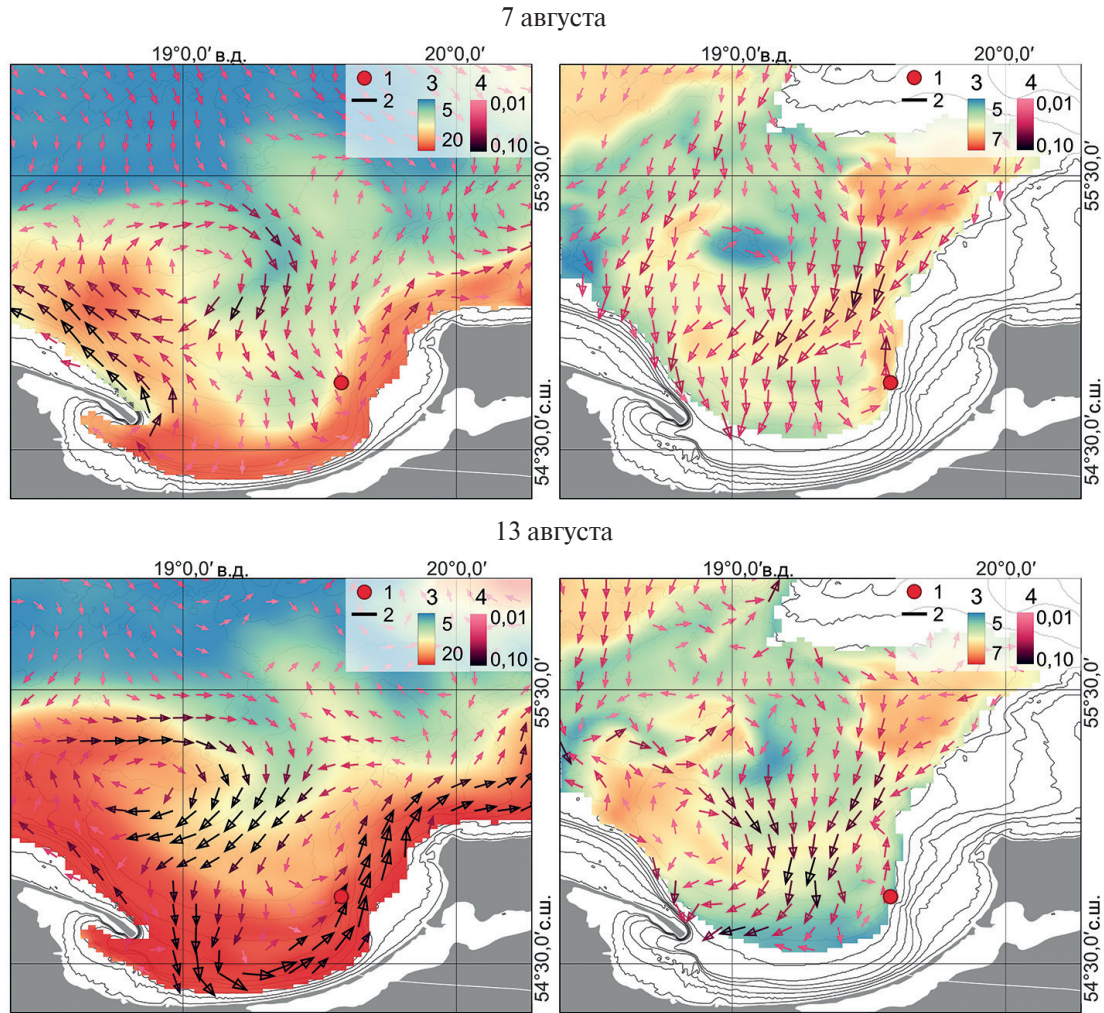


Рис. 8. Температура (цветом) и скорость течения (векторы) на горизонте 28 м (слева) и 80 м (справа) по модели NEMO в периоды опускания перманентного галоклина по данным гирлянды термодатчиков. Условные обозначения: 1 — точка постановки гирлянды термодатчиков; 2 — изобаты, м; 3 — шкала температуры, °C; 4 — шкала скорости течений, м/с

Fig. 8. Temperature (in color) and current velocity (vectors) at the 28 m (left) and 80 m (right) layers according to the NEMO model during periods of permanent halocline rise, based on data from the thermistor chain. Legend: 1 — point of installation of the thermistor chain; 2 — isobaths, m; 3 — temperature scale, °C; 4 — current velocity scale, m/s

Максимальная корреляция между глубиной залегания z характерной для галоклина изотермы 5,5 °C и проекцией вектора напряжения трения ветра составила 0,68 и 0,59, и была достигнута при $\varphi = 355^\circ$ и 340° , что соответствует западному ветру с небольшой долей северного, и $lag = 38$ и 48 ч (рис. 9–10) в случаях измерений гирляндой термодатчиков и моделирования NEMO соответственно. В результате, реакция глубины залегания изотермы запаздывает на 1,5–2,0 суток относительно действия ветра. В общем, схема процесса описывается так: западный ветер производит экмановский перенос на юг, нагоняя воду в Гданьский залив. Как следствие, в глубинном слое (в перманентном галоклине) происходит компенсационный отток воды из залива на север и, следовательно, глубина залегания изопикн/изохалин/изотерм возрастает. Такой компенсационный отток вдоль склона на север подтверждается моделью NEMO (рис. 8). Запаздывание заглубления изотерм z относительно τ на 1,5–2 суток является следствием того, что требуется некоторое время, чтобы нагнать воду в Гданьский залив.

Точка постановки гирлянды термодатчиков находится у восточного-юго-восточного побережья залива, где локальный даунвеллинг развивается при южном-юго-западном ветре, а апвеллинг — при северном-северо-восточном. Поэтому если бы миграции z были связаны с локальным прибрежным апвеллингом/даунвеллингом, то максимальная корреляция между z и τ была бы при южном-юго-западном ветре

($\varphi = 45\text{--}90^\circ$). Следовательно, колебания перманентного галоклина определялись не локальными процессами прибрежного апвеллинга/даунвеллинга, а экмановским стоном/нагоном воды на масштабах всего Гданьского залива. Масштаб этого процесса подтверждает восстановление структуры течений при помощи NEMO (рис. 7–8), где температура глубинного слоя на восточном склоне Гданьской впадины определяется циркуляцией во всем бассейне.

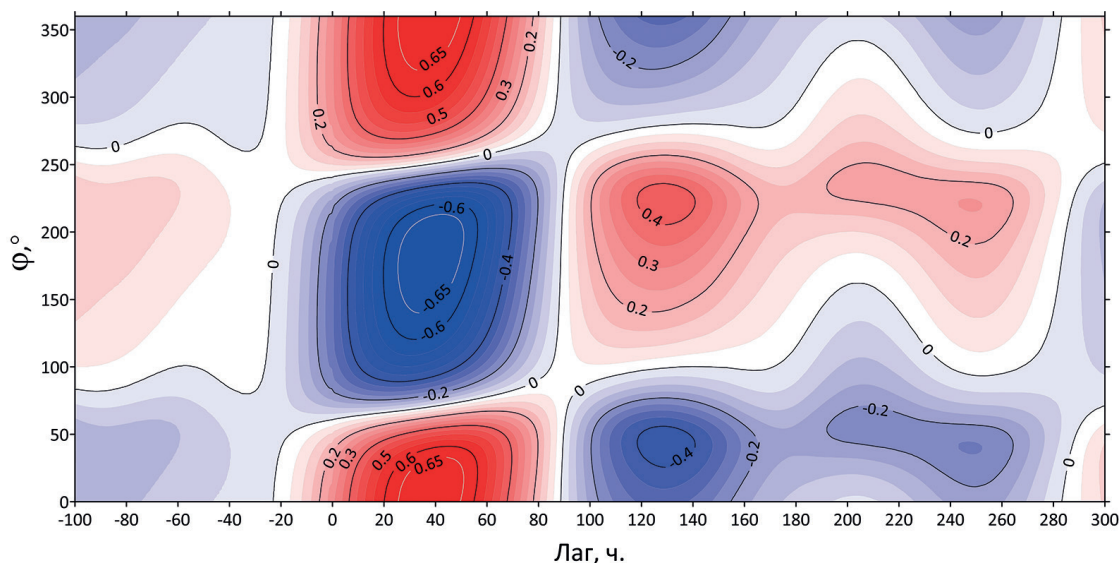


Рис. 9. Зависимость коэффициента корреляции между глубиной z залегания изотермы $5.5\text{ }^\circ\text{C}$ по измерениям гирляндой термисторов и проекцией напряжении трения ветра $\tau(\varphi)$ от угла φ и сдвига по времени lag

Fig. 9. Dependence of the correlation coefficient between the depth z of the $5.5\text{ }^\circ\text{C}$ isotherm as measured by a thermistor chain and the projection of wind stress $\tau(\varphi)$ as a function of the angle φ and the time shift lag

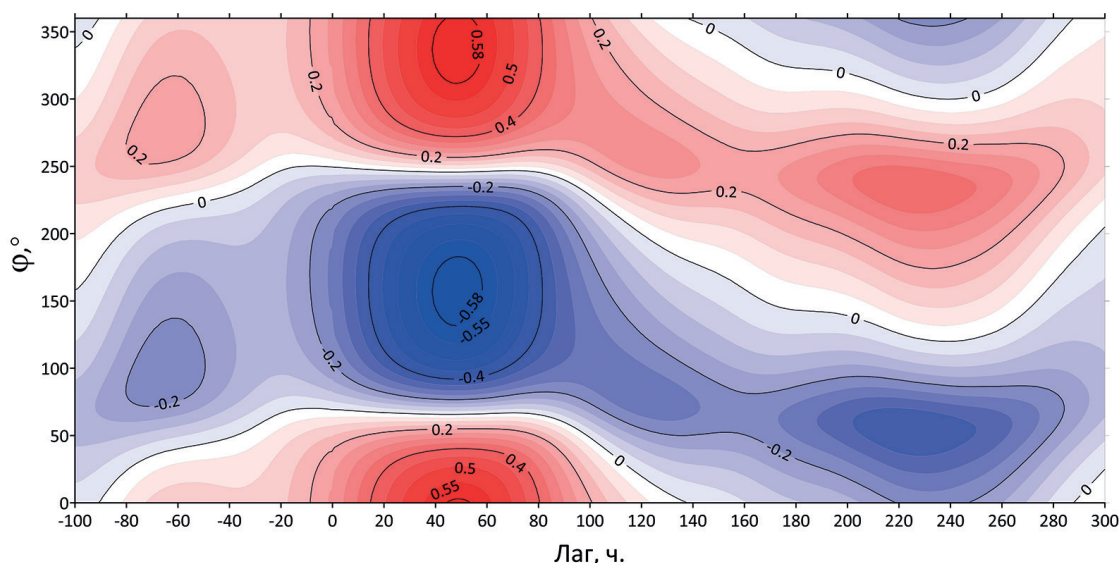


Рис. 10. То же, что на рис. 9, но по данным модели NEMO

Fig. 10. The same as in Fig. 9, but based on NEMO model data

6. Заключение

Таким образом, анализ данных гирлянды термодатчиков и моделирования показал, что основная доля ошибок модели на всех исследуемых горизонтах связана с недооценкой амплитуды температурной изменчивости. Второй по значимости причиной количественных расхождений между измеренными и модель-

ными данными является систематическая переоценка или недооценка значений модельной температуры. Однако это ярко выражено не на всех горизонтах. В частности, в ХПС модель довольно точно воспроизводит данные на уровне среднего значения. Также незначительное расхождение между средними значениями зафиксировано в перманентном галоклине на горизонте 70 м. На придонном горизонте (80 м) разница в средних значениях становится более значительной по причине более низких значений расчётной температуры. Вблизи верхней границы перманентного галоклина происходит наиболее выраженная переоценка значений температуры, продолжавшаяся в течение всего периода измерений. Кроме того, в глубинном и придонном горизонтах (70 и 80 м) ощутимую погрешность в количественную оценку вносит запаздывание модельных временных рядов на 17 и 16 ч соответственно.

Основной причиной колебаний перманентного галоклина, вероятно, является смена направлений компенсационных течений, продиктованная, в первую очередь, атмосферной циркуляцией. Ветры западного и северо-западного направлений вызывают нагон воды и повышение уровня моря у южного побережья Гданьского залива. Повышение уровня, в свою очередь, приводит к компенсационному оттоку воды из залива в глубинном слое и, как следствие, заглуплению галоклина. И наоборот, при воздействии сгонных ветров восточного и юго-восточного направлений происходит компенсационный нагон воды в глубинном слое залива — галоклин поднимается. Однако, наряду с основной ролью атмосферной циркуляции в вертикальных колебаниях галоклина, в конкретной точке наблюдения некоторое влияние могут также оказывать локальные топографические особенности склона Гданьской впадины и присклоновые процессы.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025). Экспедиционные работы выполнены с использованием оборудования НИС «Академик Борис Петров» в составе ЦКП «Научный флот ИО РАН», <https://rv.ocean.ru/flot/abf/nis-akademik-boris-petrov>.

Funding

The research was carried out within the state assignment of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for IO RAS (theme No. FMWE-2024-0025). Field studies were carried out using the equipment of the RV Akademik Boris Petrov as part of the Center for the collective use of scientific equipment "Scientific fleet of IO RAS".

Литература

1. Антонов А.Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 248 с.
2. Соскин И.М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 163 с.
3. Fischer H., Matthäus W. The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows // Journal of Marine Systems. 1996. Vol. 9, N 3—4. P. 137—157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00046-2)
4. Matthäus W., Franck H. Characteristics of major Baltic inflows — a statistical analysis // Continental Shelf Research. 1992. Vol. 12, N 12. P. 1375—1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)
5. Nehring D., Matthäus W., Lass H.U., Nausch G., Nagel K. The Baltic Sea 1994 — consequences of the hot summer and inflow events // Deutsche Hydrographische Zeitschrift. 1995. Vol. 47, N 2. P. 131—144. <https://doi.org/10.1007/BF02732015>
6. Jędrasik J., Kowalewski M. Mean annual and seasonal circulation patterns and long-term variability of currents in the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2019. Vol. 193. P. 1—26. EDN ZBDYPD. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.011>
7. Meier H.E.M. Modeling the pathways and ages of inflowing salt-and freshwater in the Baltic Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2007. Vol. 74, № 4. P. 610—627. EDN MLLKUZ. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.019>
8. Placke M., Meier H.M., Gräwe U. et al. Long-term mean circulation of the Baltic Sea as represented by various ocean circulation models // Frontiers in Marine Science. 2018. Vol. 5. N 287. EDN YIUKNV. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00287>
9. Голенко М.Н., Краюшкин Е.В., Лаврова О.Ю. Исследование особенностей прибрежных поверхностных течений в Юго-Восточной Балтике по результатам подспутниковых дрейфтерных экспериментов и численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 7. С. 280—296. EDN YNJOQM. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-7-280-296>

10. Krayushkin E., Lavrova O., Storchkov A. Application of GPS/GSM Lagrangian mini-drifters for coastal ocean dynamics analysis // Russian Journal of Earth Science. 2019. Vol. 19. ES1001. EDN ZCXYGL. <https://doi.org/10.2205/2018ES000642>
11. Sokolov A., Chubarenko B. Wind influence on the nearshore currents formation in the South Baltic: numerical modeling results // Archives of HydroEngineering and Environmental Mechanics. 2012. Vol. 59, N 1. P. 3–14. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.011>
12. Jönsson B., Döös K., Nycander J., Lundberg P. Standing waves in the Gulf of Finland and their relationship to the basin-wide Baltic seiches // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. Vol. 113, N C3. EDN UVOWLU. <https://doi.org/10.1029/2006JC003862>
13. Lilover M.J., Pavelson J., Kouts T. Wind forced currents over the shallow Naissaar Bank in the Gulf of Finland // Boreal environment research. 2011. Vol. 16. P. 164.
14. Samuelsson M., Stigebrandt A. Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea // Tellus a. 1996. Vol. 48, N 5. P. 672–683. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i5.12165>
15. Suhhova I., Pavelson J., Lagemaa P. Variability of currents over the southern slope of the Gulf of Finland // Oceanologia. 2015. Vol. 57, N 2. P. 132–143. EDN URHLPJ. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2015.01.001>
16. Väli G., Meier H.E.M., Elken J. Simulated halocline variability in the Baltic Sea and its impact on hypoxia during 1961–2007 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. Vol. 118, N 12. P. 6982–7000. EDN NEQXEV. <https://doi.org/10.1002/2013JC009192>
17. Krek A., Gusev A., Krek E. et al. The pathway of the water exchange over the Gdańsk–Gotland Sill of the Baltic Sea and its impact on habitat formation during the stagnation period // Oceanologia. 2021. Vol. 63, N2. P. 163–178. EDN CJMDGD. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.11.003>
18. Reissmann J., Burchard H., Feistel R. et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication — A review // Progress in Oceanography. 2009. Vol. 82. P. 47–80. EDN MMFLSB. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.10.004>
19. Baltic Sea Physics Analysis and Forecast. 2025. E.U. Copernicus Marine Service. <https://doi.org/10.48670/moi-00010>
20. Quality Information Document. 2024. Baltic Sea Production Centre Baltic Sea Physical Analysis and Forecasting Product BALTICSEA_ANALYSISFORECAST_PHY_003_006. URL: <https://documentation.marine.copernicus.eu/QUID/CMEMS-BAL-QUID-003-006.pdf> (дата обращения: 18.02.2025)
21. Степанова Н.Б. Свойства холодного промежуточного слоя в Юго-Восточной Балтике по экспедиционным данным 2004–2008 гг. и возможность его вентиляции водами шельфа в весенний период // Труды Московского физико-технического института. 2013. Т. 5, № 3 (19). С. 187–195.
22. Janecki M., Dybowski D., Rak D., Dzierzbicka-Glowacka L. A new method for thermocline and halocline depth determination at shallow seas // Journal of Physical Oceanography. 2022. Vol. 52, N 9. P. 2205–2218. EDN KRBIQL. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0008.1>
23. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present // Copernicus climate change service (C3S) climate data store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
24. Zhurbas V., Väli G. Wind-controlled transport of saltwater in the southeastern Baltic Sea: A model study // Frontiers in Marine Science. 2022. Vol. 9, N 835656. EDN: PAPUPD. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.835656>
25. Maagard L., Krauß W. Spektren der wasserstandsschwankungen der Ostsee im jahre 1958 // Kieler Meeresforschungen. 1966. Vol. 22, N 2. P. 155–162.

References

1. Antonov A.E. A Large-scale Variability of Hydrometeorological Regime of the Baltic Sea and Its Impact on the Fishery. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1987. 248 p. (in Russian).
2. Soskin I.M. Long-term changes in the hydrological characteristics of the Baltic Sea. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1963. 163 p. (in Russian).
3. Fischer H., Matthäus W. The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journal of Marine Systems*. 1996;9(3–4):137–157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00046-2)
4. Matthäus W., Franck H. Characteristics of major Baltic inflows — a statistical analysis. *Continental Shelf Research*. 1992;12(12):1375–1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)
5. Nehring D., Matthäus W., Lass H.U., Nausch G., Nagel K. The Baltic Sea 1994 — consequences of the hot summer and inflow events. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*. 1995;47(2):131–144. <https://doi.org/10.1007/BF02732015>
6. Jędrasik J., Kowalewski M. Mean annual and seasonal circulation patterns and long-term variability of currents in the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*. 2019;193:1–26. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.011>
7. Meier H.E.M. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007;74(4):610–627. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.019>
8. Placke M., Meier H.E.M., Gräwe U., et al. Long-term mean circulation of the Baltic Sea as represented by various ocean circulation models. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5:287. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00287>

9. Golenko MN, Krayushkin EV, Lavrova OY. Investigation of coastal surface currents in the South-East Baltic based on concurrent drifter and satellite observations and numerical modeling. *Sovremennye problemy distantionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2017;14(7):280–296. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-7-280-296>
10. Krayushkin E, Lavrova O, Storchkov A. Application of GPS/GSM Lagrangian mini-drifters for coastal ocean dynamics analysis. *Russian Journal of Earth Science*. 2019;19: ES1001. <https://doi.org/10.2205/2018ES000642>
11. Sokolov A, Chubarenko B. Wind influence on the nearshore currents formation in the South Baltic: numerical modeling results. *Archives of HydroEngineering and Environmental Mechanics*. 2012;59(1):3–14. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.011>
12. Jönsson B, Döös K, Nycander J, Lundberg P. Standing waves in the Gulf of Finland and their relationship to the basin-wide Baltic seiches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008;113(C3). <https://doi.org/10.1029/2006JC003862>
13. Lilover MJ, Pavelson J, Kõuts T. Wind forced currents over the shallow Naissaar Bank in the Gulf of Finland. *Boreal Environment Research*. 2011;16:164.
14. Samuelsson M, Stigebrandt A. Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea. *Tellus A*. 1996;48(5):672–683. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i5.12165>
15. Suhhova I, Pavelson J, Lagemaa P. Variability of currents over the southern slope of the Gulf of Finland. *Oceanologia*. 2015;57(2):132–143. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2015.01.001>
16. Väli G, Meier HEM, Elken J. Simulated halocline variability in the Baltic Sea and its impact on hypoxia during 1961–2007. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013;118(12):6982–7000. <https://doi.org/10.1002/2013JC009192>
17. Krek A, Gusev A, Krek E, et al. The pathway of the water exchange over the Gdańsk-Gotland Sill of the Baltic Sea and its impact on habitat formation during the stagnation period. *Oceanologia*. 2021;63(2):163–178. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.11.003>
18. Reissmann J, Burchard H, Feistel R, et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication — A review. *Progress in Oceanography*. 2009;82:47–80. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.10.004>
19. Baltic Sea Physics Analysis and Forecast. 2025. E.U. Copernicus Marine Service. <https://doi.org/10.48670/moi-00010>
20. Quality Information Document. 2024. Baltic Sea Production Centre Baltic Sea Physical Analysis and Forecasting Product BALTICSEA_ANALYSISFORECAST_PHY_003_006. URL (Accessed: 18.02.2025).
21. Stepanova N.B. Properties of the cold intermediate layer in the south-eastern Baltic according to expeditionary data of 2004–2008 and the possibility of its ventilation by shelf waters in the spring. *Trudy Moskovskogo fiziko-tekhnicheskogo instituta*. 2013;5(3):187–195 (in Russian).
22. Janecki M, Dybowski D, Rak D, Dzierzbicka-Glowacka L. A new method for thermocline and halocline depth determination at shallow seas. *Journal of Physical Oceanography*. 2022;52(9):2205–2218. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0008.1>
23. Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store*. <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
24. Zhurbas V, Väli G. Wind-controlled transport of saltwater in the southeastern Baltic Sea: A model study. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:835656. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.835656>
25. Maagard L, Krauß W. Spektren der wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kieler Meeresforschungen*. 1966;22(2):155–162.

Об авторах

КРЕК Александр Владимирович, старший научный сотрудник, кандидат географических наук, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0003-4572-0493, Scopus AuthorID: 56602707900, WoS ResearcherID: J-9948-2016, SPIN-код (РИНЦ): 2603-5120, e-mail: av_krek_ne@mail.ru

КОНДРАШОВ Алексей Александрович, младший научный сотрудник, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0002-3684-2184, Scopus AuthorID: 36657225800, WoS ResearcherID: S-2848-2016, SPIN-код (РИНЦ): 8568-9638, e-mail: kondrashoff1984@yandex.ru

КРЕЧИК Виктор Антонович, научный сотрудник, кандидат географических наук, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0001-6440-060X, Scopus AuthorID: 55613421400, WoS ResearcherID: 9941-2016, SPIN-код (РИНЦ): 2168-1850, e-mail: myemail.gav@gmail.com

КОРЖ Андрей Олегович, ведущий инженер, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0001-6409-8228, Scopus AuthorID: 15080985900, WoS ResearcherID: L-3192-2016, SPIN-код (РИНЦ): 4252-1955, e-mail: andrey.korzh@atlantic.ocean.ru

КАПУСТИНА Мария Владимировна, научный сотрудник, кандидат географических наук, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0002-7507-3170, Scopus AuthorID: 57201388973, WoS ResearcherID: L-2625-2016, SPIN-код (РИНЦ): 5287-1100, e-mail: kapustina.mariya@yandex.ru

Крек А.В., Кондрашов А.А., Кречик В.А., Корж А.О., Капустина М.В., Голенко М.Н., Журбас В.М., Пака В.Т.
Krek A.V., Kondrashov A.A., Krechik V.A., Korzh A.O., Kapustina M.V., Golenko M.N., Zhurbas V.M., Paka V.T.

ГОЛЕНКО Мария Николаевна, старший научный сотрудник, ИО РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0001-5979-1415, Scopus AuthorID: 24080316600, WoS ResearcherID: K-1544–2016, e-mail: m.golenko@yahoo.com

ЖУРБАС Виктор Михайлович, главный научный сотрудник, заведующий лабораторией морской турбулентности ИО РАН, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0001-9013-3234, Scopus AuthorID: 6603968937, WoS ResearcherID: A-7341–2009, SPIN-код (РИНЦ): 8646-7272, e-mail: victor.zhurbas@mail.ru

ПАКА Вадим Тимофеевич, главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук, Атлантическое отделение ИО РАН, ORCID: 0000-0003-0316-1961.



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

EDN MPRZSL

УДК 551.468

© Р. Е. Ванкевич*, А. В. Исаев, В. А. Рябченко, 2025

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

*rvankevich@mail.ru

О подходах к улучшению описания затоков североморских вод в моделях общей циркуляции Балтийского моря

Статья поступила в редакцию 03.07.2025, после доработки 19.08.2025, принята в печать 05.09.2025

Аннотация

Рассматриваются причины недооценки придонной солёности в моделях общей циркуляции Балтийского моря. На основе высокоэффективной модели Oceananigans выполнены расчеты распространения затока солёных североморских вод в придонном слое Балтийского моря в период январь–апрель 1993 г. Результаты этих расчетов находятся в лучшем соответствии с данными В.Т. Паки высокочастотного сканирования вертикальной структуры моря с вертикальным разрешением от 0,25 до 0,5 м и расстояниями между станциями около 500 м, чем результаты аналогичного расчёта (реанализа) для той же ситуации, выполненного по модели NEMO-Nordic. Этого удалось достигнуть за счёт существенного снижения численной диффузии путём увеличения вертикального разрешения и использования адвективных схем высокого порядка точности в модели Oceananigans без использования процедуры ассимиляции данных наблюдений. Указанные усовершенствования модели Oceananigans понизили скорость вычислений всего лишь на 30 %. Разработанная модельная конфигурация даёт определённые надежды на получение без процедуры ассимиляции адекватных оценок распространения придонного гравитационного плотностного течения в Балтийском море и его взаимодействия с осадками, включая обмен кислородом, что важно для моделирования морских экосистем.

Ключевые слова: Балтийское море, математическое моделирование, заток североморских вод, плотностное течение, придонный слой

© R. E. Vankevich*, A. V. Isaev, V. A. Ryabchenko, 2025

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

*rvankevich@mail.ru

On Approaches to Improving the Description of North Sea Water Inflows in the General Circulation Models of the Baltic Sea

Received 03.07.2025, Revised 19.08.2025, Accepted 05.09.2025

Abstract

The paper considers the causes of underestimation of bottom salinity in the general circulation models of the Baltic Sea. The highly efficient Oceananigans model is used to calculate the propagation of the inflow of saline North Sea waters in the bottom layer of the Baltic Sea in the period January–April 1993. The results of these calculations are in better agreement with the V.T. Paka high-frequency scanning data of the vertical structure of the sea with a vertical resolution of 0.25 to 0.5 m and distances between stations of about 500 m than the results of a similar calculation (reanalysis) for the same situation performed using the NEMO-Nordic model.

Ссылка для цитирования: Ванкевич Р.Е., Исаев А.В., Рябченко В.А. О подходах к улучшению описания затоков североморских вод в моделях общей циркуляции Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 37–52. EDN MPRZSL [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-3)

For citation: Vankevich R.E., Isaev A.V., Ryabchenko V.A. On Approaches to Improving the Description of North Sea Water Inflows in the General Circulation Models of the Baltic Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):37–52. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-3)

This was achieved by significantly reducing numerical diffusion by increasing the vertical resolution and using high-order advection schemes in the Oceananigans model without using the observational data assimilation procedure. The above improvements to the Oceananigans model reduced the calculation speed by only 30 %. The developed model configuration gives certain hope for obtaining, without the assimilation procedure, adequate estimates of the propagation of the bottom gravity density current in the Baltic Sea and its interaction with sediments, including oxygen exchange, which is important for modeling marine ecosystems.

Keywords: Baltic Sea, mathematical modeling, inflow of North Sea waters, density current, bottom layer

1. Введение

Балтийское море — солоноватый, полузамкнутый водоем, обладает уникальными характеристиками из-за большого поступления пресной воды с речным стоком и разнонаправленным водообменом с Северным морем, характеризующимся спорадическими затоками солёных придонных вод в Балтийское море. Помимо названных факторов, моделирование общей циркуляции в Балтийском море осложняется высоко изменчивым рельефом, сильной стратификацией и бароклинными течениями, отчасти связанными с крупными затоками [1–3].

Для Балтийского моря было создано несколько трёхмерных моделей циркуляции [4–11]. Одной из наиболее известных и широко используемых для оперативного морского прогноза в начале настоящего столетия была модель HIROMB (*англ.* High Resolution Operational Model for the Baltic — высокоразрешающая оперативная модель Балтийского моря) [6]. Следующим шагом в моделировании общей циркуляции Балтийского моря было построение моделей, основанных на базисной европейской модели океана NEMO (*англ.* Nucleus for European Modelling of the Ocean). Первая версия модели общей циркуляции Балтийского моря, построенная на основе NEMO версии 3.6, называлась NEMO-Nordic 1.0 [11]. В данной статье будет обсуждаться и следующая версия модели NEMO-Nordic 2.0 [12], построенная для Балтийского моря на основе модели циркуляции NEMO версии 4.0 [13].

Большие затоки североморских вод — ключевой фактор для адекватного воспроизведения общей циркуляции Балтийского моря. Редко происходящие большие затоки (импульсы) распространяются в Балтийском море как плотностное придонное течение, переходя от одного подводного бассейна к другому. Как утверждается в [11, 12], пространственно-временная изменчивость придонной солёности в целом неплохо воспроизводится моделью NEMO-Nordic с ассимиляцией данных наблюдений. В частности, об этом свидетельствует рис. 2 из статьи В.Т. Паки и др. (Paka V.T., Golenko M.N., Zhurbas V.M., Korzh A.O. «Characteristics and chronology of Baltic Inflows in October and December 2023 according to NEMO reanalysis — virtual cruise», настоящий выпуск), который показывает, что модель NEMO-Nordic 2.0 хорошо воспроизвела ход придонной солёности и температуры на мониторинговой станции BY15 за период 1993–2025 гг. Вместе с тем более детальный график придонной солёности на станциях многолетнего мониторинга в более коротком расчёте для периода ноябрь 2014 г. — сентябрь 2016 г., выполненном по той же версии модели NEMO-Nordic 2.0 (см. рис. 8 из [12]), свидетельствует о небольшом систематическом занижении модельных значений придонной солёности, причём разность наблюдаемых и рассчитанных значений придонной солёности растёт со временем на станциях BY5, BY10, BY15, достаточно удалённых от Датских проливов. Ещё большим недостатком модели NEMO-Nordic является то обстоятельство, что из-за высокой численной диффузии перманентный галоклин получается толстым («размытым»), что не соответствует натурным измерениям, где верхняя граница галоклина на «мгновенных» вертикальных профилях имеет вид скачка солёности (см. рис.1).

Одна из наиболее вероятных причин «размытия» галоклина и недооценки придонной солёности в моделях циркуляции моря — «размытие» плотностных придонных струй вследствие так называемой численной диффузии. Хорошо известны следующие источники численной диффузии:

— дискретное представление морской топографии в z-координатных моделях общей циркуляции океана, создающее искусственные ступени. В этом случае дискретная реализация граничного условия на твердой границе в виде свободного скольжения (free-slip) или частичного (partial-slip), использующее симметричный тензор вязких напряжений и адвекции в форме потока (flux-form advection), фактически соответствует отсутствию скольжения (no-slip) на гранях «ступенек» сетки [14,15]. В результате, в решении отмечаются спорадические локальные вертикальные скорости, приводящие к «размытию» придонной струи;

— в z-координатной модели геопотенциальные вертикальные координаты пересекают изопикнические поверхности. Несовпадение координатных поверхностей с изопикнами вызывает ложное диапикническое перемешивание при горизонтальной адвекции водных масс численными схемами против потока (up-wind) высокого порядка точности. В этом случае рост потенциальной энергии системы возникает без каких-либо физически оправданных источников [16–19];

— резкое изменение по пространству толщин придонных ячеек приводит к слишком быстрому разбавлению потока тяжелых плотных вод в окружающей среде. Плотные водные массы могут проникать в ячейки слишком большого объема, что не позволяет им сохранять свои свойства [20].

Существует несколько способов, которые потенциально могут уменьшить численное перемешивание и, в частности, ложное диапикническое перемешивание. В настоящей работе рассматриваются три из них. Наиболее очевидный — увеличение разрешения. В многочисленных исследованиях, посвященных идеализированным и реалистичным течениям, утверждается, что значительного снижения чрезмерного перемешивания можно достичь путем существенного увеличения пространственного разрешения. Хотя ряд этих исследований рекомендуют отдавать приоритет увеличению горизонтального разрешения [21–23], в других [24, 25] показано, что уточнение только вертикального разрешения также может привести к снижению ложного численного перемешивания. Известно также, что вертикальное разрешение сетки играет важную роль в сохранении плотностной структуры солевого залива в Балтийском море [26]. В [27] высказано предположение, что оптимальное разрешение топографии достигается, когда дискретное соотношение вертикальной и горизонтальной граней ячеек соответствует фактическому уклону рельефа дна.

Второй способ заключается в использовании более точных адвективных схем с целью уменьшения ошибки усечения, что приводит к уменьшению численного перемешивания в системе.

И последний подход — стабилизация центральных адвективных схем высокого порядка с помощью так называемой «изонейтральной» диффузии [28].

С целью улучшения качества трехмерного моделирования придонного слоя (ПС) и распространения заток североморских вод, в настоящей работе на модели усеченного бассейна Балтийского моря исследуются пути уменьшения численной диффузии для улучшения воспроизведения придонного течения. Как значимый критерий качества воспроизведения придонного потока рассматривается возможность воспроизведения особенностей ПС, зафиксированных в процессе высокочастотного сканирования вертикальной структуры моря.

В качестве инструмента исследования используется новая вычислительно эффективная модель общей циркуляции океана Oceananigans [29], которая вместе с моделью NEMO-Nordic более подробно описана во втором разделе статьи «Методы и данные измерений». В третьем разделе приводятся результаты расчетов распространения залива 1993 г. по двум указанным моделям в сравнении с результатами экспедиционных измерений, выполненных под руководством В.Т. Паки [30, 31]. Последний раздел статьи посвящен дискуссии и выводам.

2. Методы и данные измерений

Для исследования распространения гравитационного течения североморских вод по дну Балтийского моря в настоящей работе использованы следующие данные измерений и результаты расчетов по моделям NEMO-Nordic и Oceananigans.

1. Уникальные данные высокочастотного сканирования, полученные в 1993 г. В.Т. Пакой и др. [30, 31]. Результаты натурных исследований, использованные в работе, получены в ходе измерений, выполненных с помощью буксируемого сканирующего CTD-зонда на поперечных разрезах Слупского желоба и Готландской впадины, а также на продольном разрезе вдоль Готландской впадины. Измерения проводились с применением технологии высокочастотного сканирования водной толщи на ходу судна, что позволило получить профили гидрофизических характеристик с высоким пространственным разрешением за минимальное время [32]. Все измерения проводились с помощью профилографа Mark III NBIS CTD. С помощью этого метода получено около 2000 CTD-профилей с шагом около 300–500 м во всем слое от поверхности моря до дна (за исключением приповерхностного и придонного слоев толщиной 1–2 м) [32–34]. Данные были собраны в марте–апреле 1993 г., спустя 2–3 месяца после крупномасштабного залива североморских вод в Балтийское море в январе того же года.

2. Данные регионального реанализа гидрофизических полей Балтийского моря (Baltic Sea Physics Analysis and Forecast, BSPAF) [35], основанного на численной реализации гидродинамической модели NEMO, версия 3,6 [11] для условий Балтийского моря, в которой используется процедура ассимиляции контактной и спутниковой информации, основанная на фильтре Кальмана [36]. В качестве ассимилируемых переменных в модели NEMO 3,6 использовались спутниковые данные поверхностной температуры воды, полученные ледовой службой Шведского метеорологического и гидрологического института (SMHI¹), а также *in-situ* измерения температуры и солёности из базы данных международного совета по исследованию моря (ICES²) [37].

¹ Swedish Meteorological and Hydrological Institute

² International Council for the Exploration of the Sea

3. Результаты расчетов по новой модели общей циркуляции океана Oceananigans, разработанной специально для графических процессоров. Эта модель — высочайшей эффективности, она достигает скорости 9,9 моделируемых лет в день при разрешении 10 км в случае моделировании глобального океана, используя менее 1 % ресурсов современных суперкомпьютеров. В основе модели лежат уравнения термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближениях Буссинеска и гидростатики, которые дискретизируются на конечно-объемных смещенных сетках типа C. Основным нововведением является новая адаптивная схема, основанная на взвешенных, по существу, не колебательных схемах WENO (англ. weighed essentially non-oscillatory scheme) для переноса импульса, температуры, солёности и трассеров на криволинейных сетках конечного объема [38]. Эта новая схема автоматически адаптируется к изменению пространственного разрешения и позволяет проводить стабильное, высокоточное моделирование турбулентности в океане без диссипации.

При описании распространения придонного гравитационного течения через основные котловины Балтийского моря (Арконская, Борнхольмская, Гданьская и Готландская впадины) для экономии вычислительных ресурсов выбрано не всё Балтийское море, а только усечённый расчетный домен, представленный на рис. 2. На открытых боковых границах домена задавались компоненты горизонтальной скорости течений, температура и солёность (по данным реанализа, выполненного на основе NEMO-Nordic 2). На верхней границе домена для тех же переменных используется условие «подталкивания» (nudging) с коэффициентом пропорциональности 0,01. На дне задаётся квадратичное трение по формуле, предложенной в [12], вертикальные потоки тепла и соли полагаются равными нулю.

При воспроизведении залива 1993 г. выяснилось, что начальные условия, использованные в расчёте по модели NEMO-Nordic 2, сильно отличаются от данных наблюдений на станциях постоянного мониторинга (см., например, эти данные в системе ассимиляции данных DAS (англ. Data Assimilation System) Института Балтийского гнезда Стокгольмского Университета³ [39]. Для получения реалистичных начальных условий, использованных в наших расчетах по модели Oceananigans, были привлечены данные наблюдений из архива DAS. Начальные распределения температуры и солёности были построены путем интерполяции данных натурных наблюдений, полученных в период с ноября 1992 г. по январь 1993 г. в ячейки расчетной сетки. Интерполяция натурных данных в узлы регулярной сетки осуществлялась с использованием встроенных инструментов системы DAS.

Сравнение результатов расчетов по моделям NEMO-Nordic 2 и Oceananigans требует знания сходств и различий как самих моделей, так и их конфигураций в выполненных расчётах (см. табл. 1). К наиболее существенным различиям моделей относятся следующие.

1. Точность схем для адвективных членов уравнений. В модели Oceananigans для всех адвективных членов используются схемы 5-го порядка точности. Исключение составляют ячейки сетки, примыкающие к границам расчётной области, где эти члены рассчитываются со вторым порядком точности. В модели NEMO-Nordic 2 для адвективных членов используются схемы 3-го и 4-го порядка точности.

2. Вертикальное разрешение. NEMO — Nordic 2 использует вертикальные координаты z^* , являющуюся упрощенным вариантом сложных гибридных координат [26]. Такие гибридные координаты позволяют лучше представить бароклинные течения в Балтийском море, но их использование требует более высоких вычислительных затрат. В модели Oceananigans используется обычная координата z .

Таблица 1

Table 1

Параметризации и параметры моделей NEMO-Nordic и Oceananigans в выполненных расчётах

Parameterizations and parameters of the NEMO-Nordic and Oceananigans models in the calculations performed

Параметризация/параметр	NEMO-Nordic	Oceananigans
Горизонтальное разрешение	1 морская миля	1 морская миля
Вертикальное разрешение	Переменное, 36 слоев от 1 до 25 м (56 слоев в случае объединения с Северным морем)	Постоянное, 120 слоев по 2 м
Вертикальная координата	Гибридная z^* [26]	z

³ Baltic Nest Institute, Stockholm University

Параметризация/параметр	NEMO-Nordic	Oceananigans
Свободная поверхность	Явное интегрирование баротропной моды	Ускоренное интегрирование баротропной моды за счёт явных подциклов (от 10 до 30)
Вертикальное турбулентное перемешивание	Схема, основанная на уравнении для кинетической энергии турбулентности (схема TKE) [40]	Модифицированная схема TKE [41]
Адвективная схема для количества движения	По горизонтали: смещенная вверх по потоку схема (UBS, upstream biased scheme) 3-го порядка По вертикали: схема центральных разностей 4-го порядка	По горизонтали: WENO 7-го порядка По вертикали: WENO 7-го порядка
Адвективная схема для температуры, солёности и трассеров	По горизонтали и вертикали: Транспортная схема с коррекцией потоков (flux-corrected transport (FCT) scheme) 4-го порядка	По горизонтали: WENO 7-го порядка По вертикали: схема центральных разностей 8-го порядка
Горизонтальные коэффициенты вязкости и диффузии	При $z \leq 30$ м $K_v = 50$ При $z > 30$ м $K_v = 5$ $K_T = 0,1 * K_v$	$K_v = 50$ $K_T = 1$
Параметризация придонного слоя	Диффузионный придонный слой [42]	Отсутствует
Изопикническое перемешивание	Вращение тензора горизонтальной диффузии	Отсутствует

В следующем разделе обсуждаются результаты расчетов распространения североморских вод в Балтийском море в период большого затoka 1993 г., выполненные по моделям NEMO-Nordic и Oceananigans. Расчеты начинаются 01.01.1993 г. и заканчиваются 17.04.1993 г.

3. Результаты

Традиционно мониторинг затoka осуществляется по станции интенсивного мониторинга BY15 (крайняя западная точка разреза IV) глубиной 240–250 м (рис. 1). Как следует из данных наблюдений, в рассматриваемый период 01.01–17.04.1993 г. отмечается увеличение придонной солёности на 0,5 ‰. На дату измерения на этой станции обе модели демонстрируют погрешность не более 0,5 ‰, однако вертикальный профиль солёности и глубина перемешанного слоя значительно лучше воспроизводятся в модели Oceananigans по сравнению с NEMO. При этом расчет по NEMO показывает увеличение за рассматриваемый период придонной солёности с 9,8 до 11 ‰, что никак не прослеживается в изменениях придонного струйного течения по картам придонной солёности, приведенным на рис. 2. Напротив, расчет по Oceananigans (верхний фрагмент рис. 2) демонстрирует наличие ярко выраженного придонного течения на участке, ограниченном выходом из Слупского желоба (разрез с пометкой II) до Готландской впадины (разрез IV). Из чего можно сделать вывод, что профиль, рассчитанный по модели NEMO на станции BY15, является продуктом ассимиляции, а придонные плотностные течения в данном расчете сильно размыты.

О качестве воспроизведения структурных особенностей плотностного течения можно судить по придонной солёности, которая более консервативна, чем температура. На рис. 3–5 приведены модельные и измеренные распределения солёности на сечениях высокочастотного сканирования [32], положения которых отмечены линиями на рис. 2.

Некоторое «размытие» верхних и боковых границ потока отмечается как в данных измерений, так и в результатах моделирования. Судя по распределениям солёности, обе модели в целом воспроизводят структуру придонного течения, представленную на рис. 3–5, однако в расчете NEMO-Nordic придонная струя чрезмерно «размыта» по вертикали. Модель Oceananigans существенно ближе к данным измерений, о чем можно судить по положению изогалины 8 ‰.

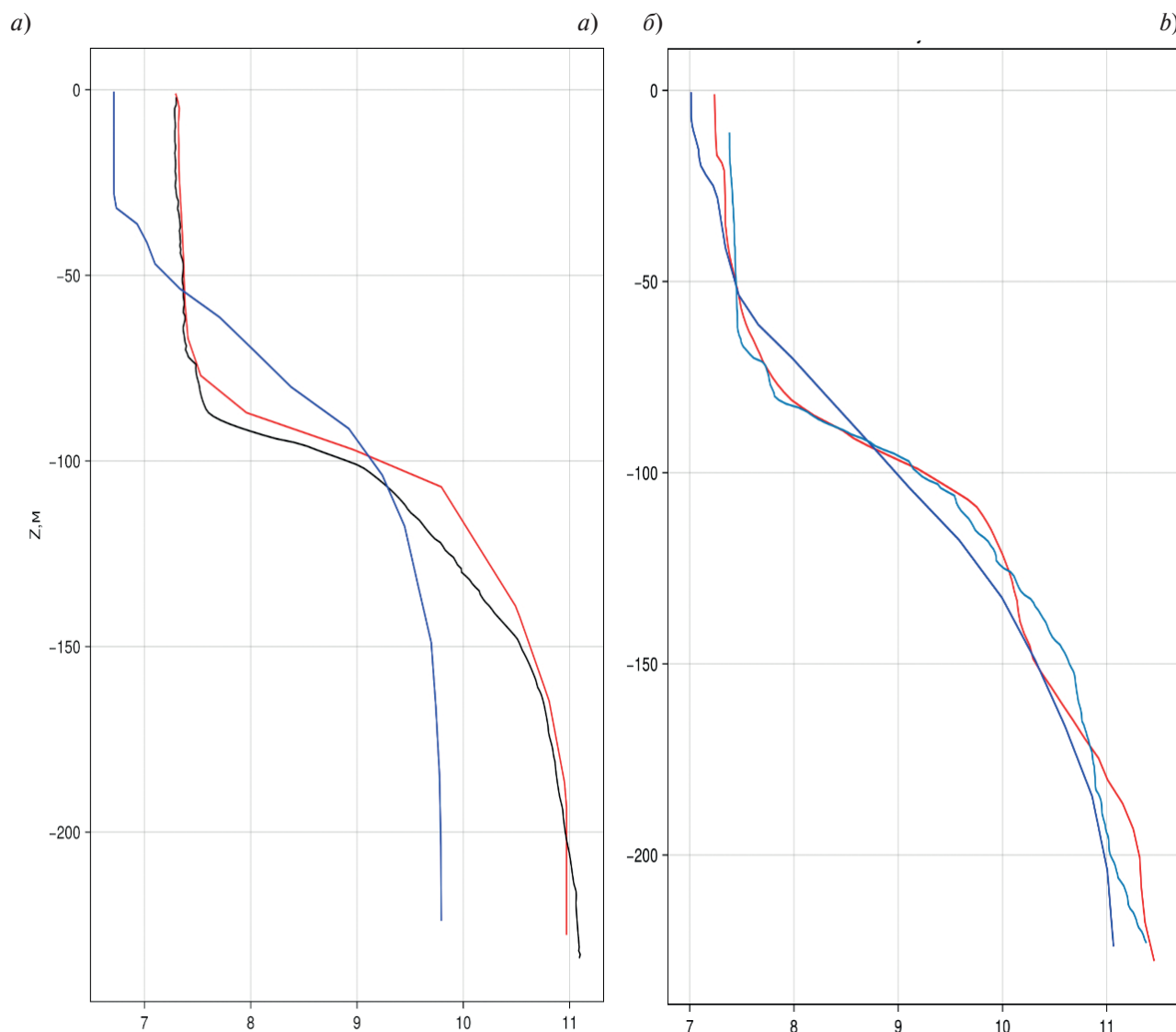


Рис. 1. Профили солёности (‰) на станции интенсивного мониторинга BY15 (Готландская впадина). Фрагмент *a* относится к 01.01.1993, *б* — к 17.04.1993. Синие кривые — результаты расчёта по NEMO-Nordic, красные кривые — результаты расчёта по Oceananigans, черная кривая — данные измерений из архива DAS, бирюзовая кривая — станция № 6020 по данным [31]

Fig. 1. Salinity profiles (‰) at the intensive monitoring station BY15 (Gotland Basin). Fragment *a* refers to 01.01.1993, *b* — to 17.04.1993. Blue curves are the results of calculations according to NEMO-Nordic, red curves are the results of calculations according to Oceananigans, the black curve is the measurement data from the DAS archive, the turquoise curve is station No. 6020 according to data from [31]

Согласно данным измерений и результатам расчетов, в придонном слое отмечается наличие «ядра» потока между отметками 0,1 и 0,38 по оси x (рис. 3), а изогалины заглубляются с севера на юг на разрезе I (рис. 3) и юго-запада на северо-восток на разрезе III (рис. 5), что говорит о том, что придонное плотностное течение распространяется преимущественно вдоль северного берега моря в Слупском желобе (разрез I) и вдоль западного берега в районе разреза III, т. е. поток стремится отклониться влево от основного направления движения. Анализ результатов моделирования показал, что подобное отклонение потока характерно на протяжении всего моделируемого периода. На разрезе II (рис. 4) указанная особенность распределения солёности маскируется сложностью рельефа дна. Выход из Слупского желоба «перекрывает» порог в северной части рассматриваемого района, и направление придонного течения в данной области определяется наличием относительно узкого канала у южного склона. Отмеченные особенности придонного плотностного течения в Слупском желобе ранее были подробно описаны и интерпретированы с помощью натурных измерений и моделирования в [43].

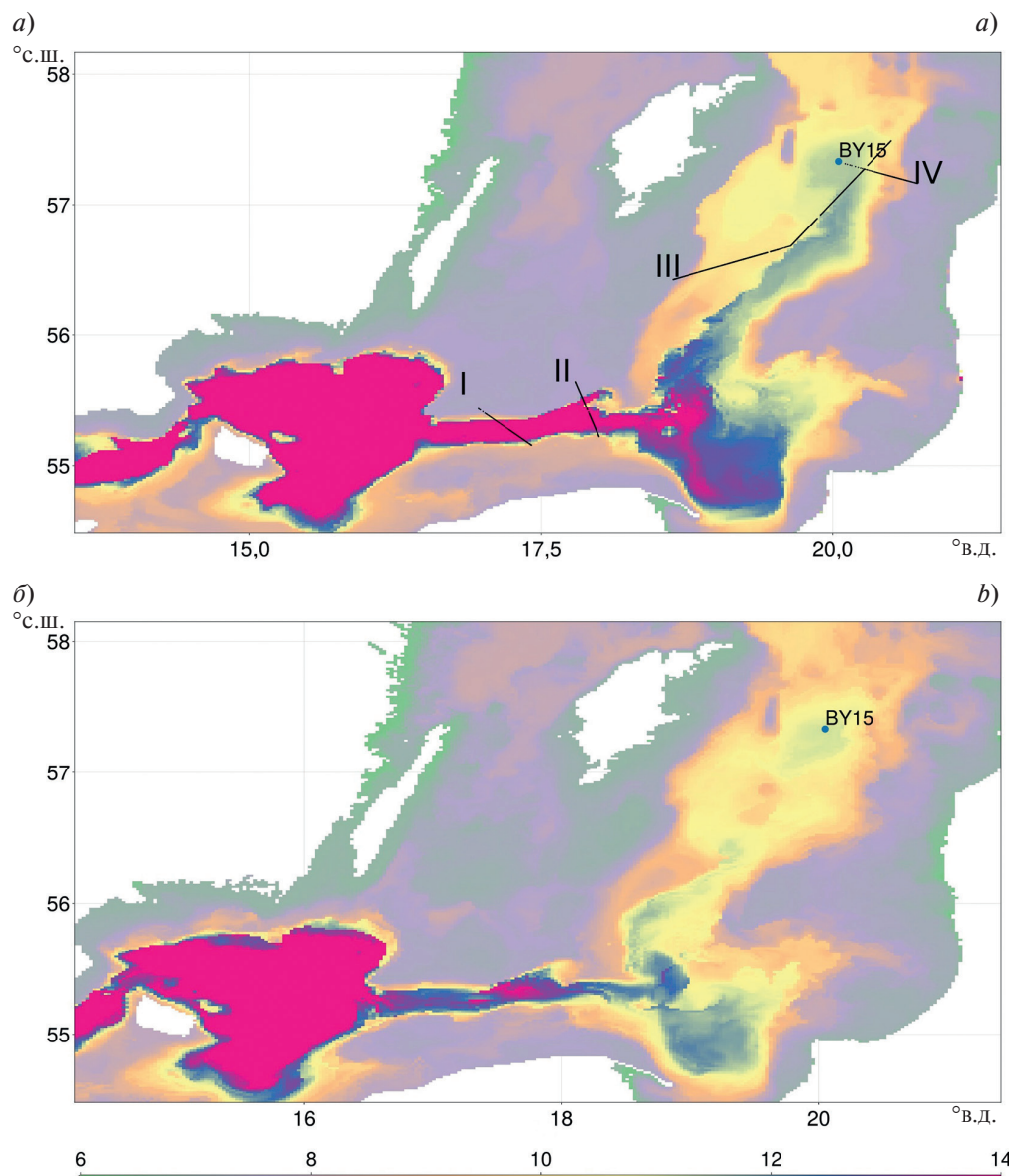


Рис. 2. Карты придонной солёности (‰) на 17.04.1993: *а* — Oceananigans; *б* — NEMO. Линиями на фрагменте *а* показаны положения некоторых вертикальных разрезов В.Т. Паки [31]

Fig. 2. Bottom salinity maps for 17.04.1993: *a* — Oceananigans, *b* — NEMO. Lines in fragment *a* show the positions of some vertical sections by V.T. Paka [31]

Сравнение расчетных и измеренного профилей солёности на станции BY15 в начале и конце рассматриваемого периода (рис. 1), а также положения изогалины 8 ‰ на разрезе III (рис. 5) показывает, что верхний перемешанный слой до 60–70 м мало меняется по данным измерений и модели Oceananigans в районе Готландской впадины. В то же время, согласно расчётам NEMO-Nordic, за это время происходит сильная эрозия пикноклина на глубинах 30–80 м, несмотря на довольно высокое вертикальное разрешение расчетной сетки модели (3–5 м) в области пикноклина.

Приведенный на рис. 2 расчет придонной солёности моделью Oceananigans — наилучший из серии выполненных расчетов. Он соответствует оптимальному для уменьшения численной диффузии сочетанию параметров: а) толщины придонного слоя, равной 2 м, что не превышает реальный перепад глубин на милю (горизонтальный шаг сетки) в 90 % точек расчетной сетки, б) точности адвективных схем (7-й порядок точности схемы WENO по горизонтали и 8-й порядок точности схемы центральных разностей по вертикали). Заметим, что снижение порядка точности адвективных схем до 3–4 при сохранении вертикального разрешения приводит к недооценке солёности на 0,5 ‰ в придонном слое на станции BY15 и менее выраженному придонному течению.

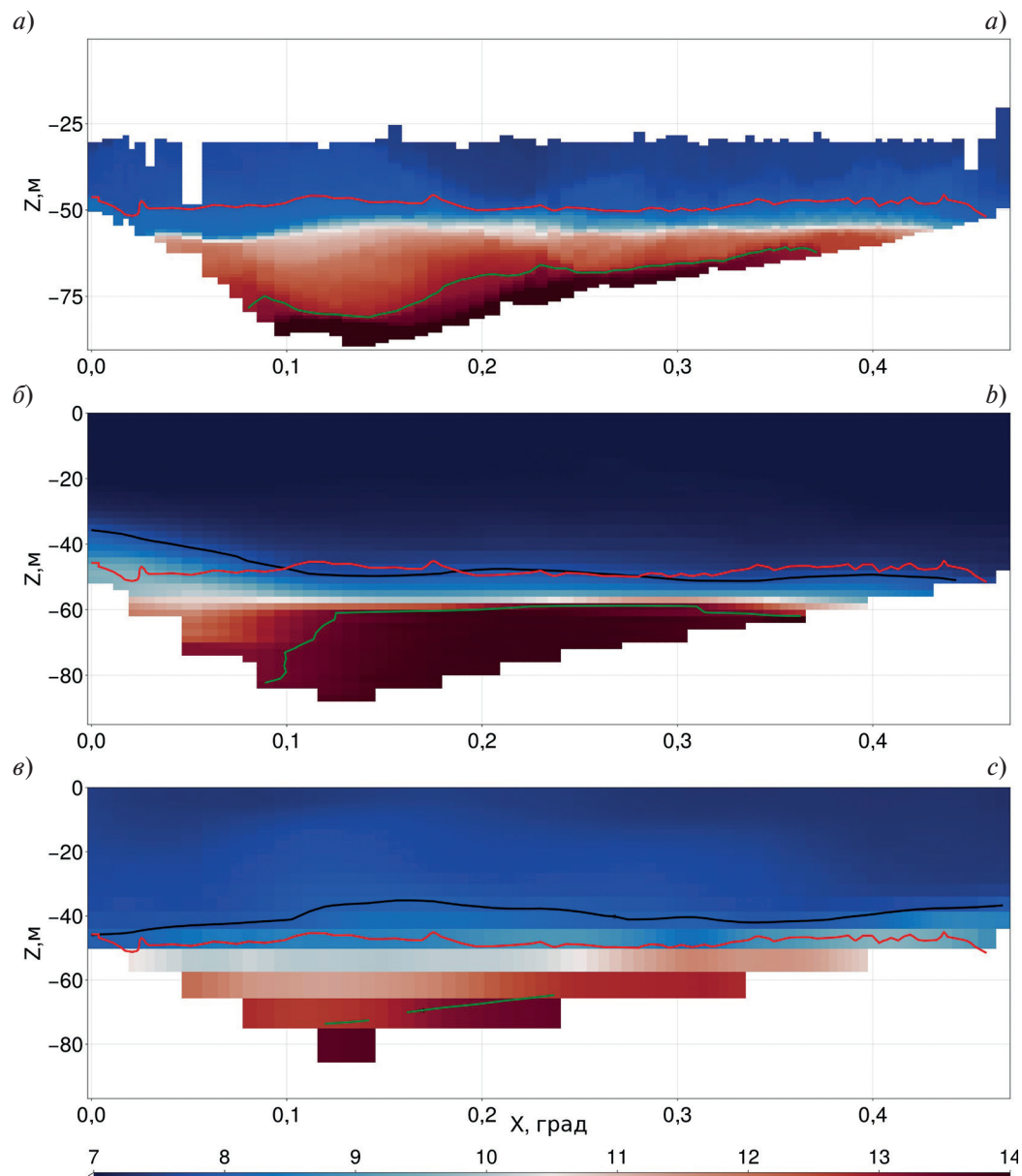


Рис. 3. Солёность (‰) на разрезе I (13.04.1993), ось абсцисс направлена с юга на север: *a* — данные измерений [31], *б* — Oceananigans, *в* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогалины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная кривая — соответствующая модель, зеленая — изогалина 13 ‰. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси $X = 0,2$ соответствует примерно 22 км

Fig. 3. Salinity (‰) in section I (13.04.1993), the abscissa axis is directed from south to north: *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model, the green one is the 13 ‰ isohaline. The position of the section is shown in Fig. 2. The X-axis step = 0.2 corresponds to approximately 22 km

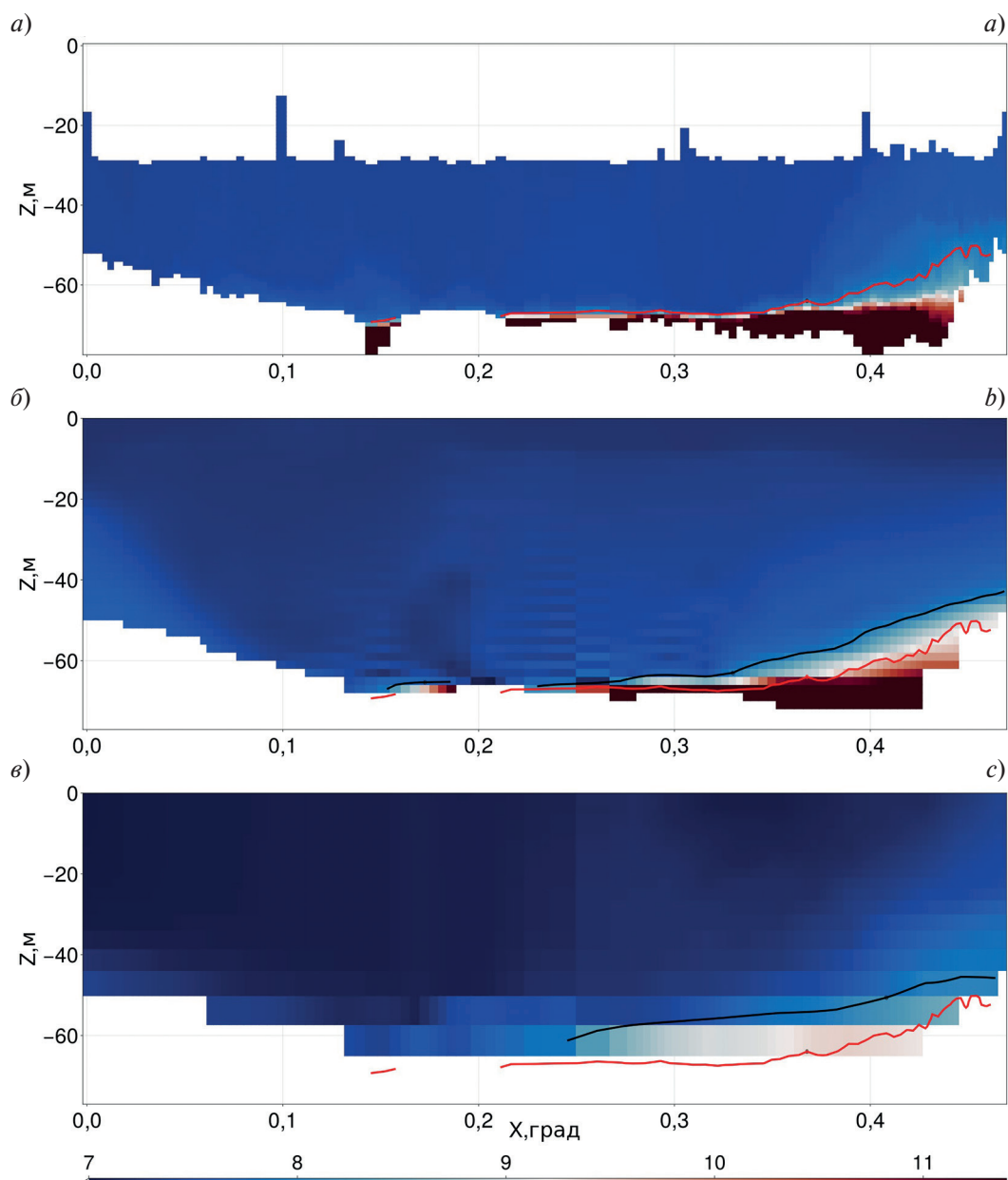


Рис. 4. Солёность (‰) на разрезе II (15.04.1993), ось абсцисс направлена с севера на юг: *a* — данные измерений [31]; *b* — Oceananigans; *c* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогадины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная кривая — соответствующая модель. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси $X = 0,1$ соответствует примерно 11 км

Fig. 4. Salinity (‰) in section II (15.04.1993), the abscissa axis is directed from north to south. *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model. The position of the section is shown in Fig. 2. The X -axis step = 0.1 corresponds to approximately 11 km

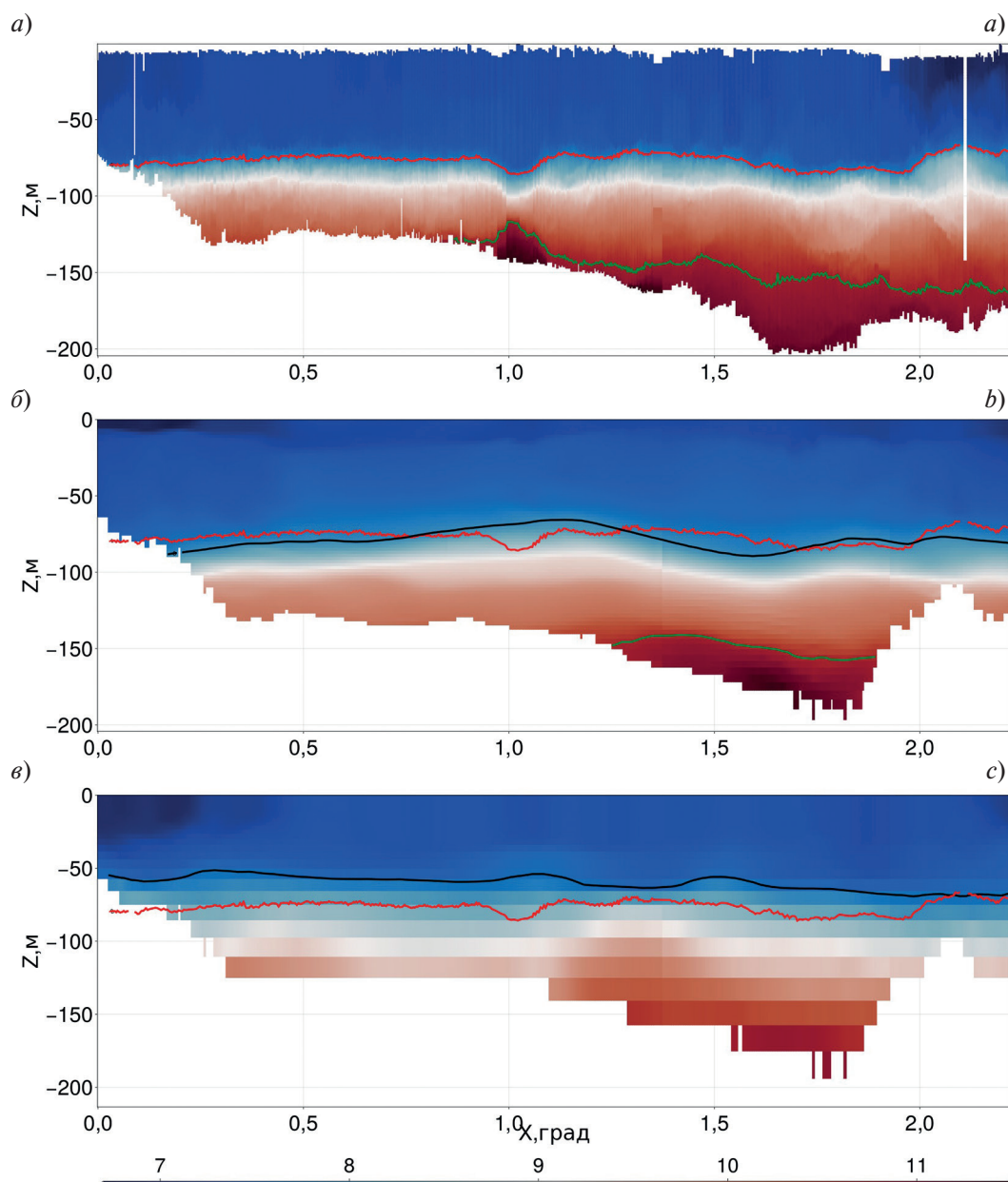


Рис. 5. Солёность (‰) на разрезе III (17.04.1993): *a* — данные измерений [31], *б* — Oceananigans, *в* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогалины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная — соответствующая модель, зеленая — изогалина 11 ‰. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси X = 0,5 соответствует примерно 55 км

Fig. 5. Salinity (‰) in section III (17.04.1993): *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model, the green one is the 11 ‰ isohaline. The position of the section is shown in Fig. 2. The X-axis step = 0.5 corresponds to approximately 55 km

Эксперименты по чувствительности решения к учёту «изонейтральной» диффузии показали, что подобрать оптимальное сочетание диапикнического и изопикнического коэффициентов, которое может улучшить воспроизведение распространения придонного потока соли, для данного водного объекта не удаётся (возможно в силу очень резких градиентов солёности): увеличение «изонейтрального» коэффициента диффузии приводило к уменьшению солёности в ПС или даже вообще к отсутствию проникновения плотных заток в Балтийское море, что согласуется с выводами [12].

4. Дискуссия

Схемы адвекции высокого порядка могут использоваться для уменьшения численной диффузии, однако, следует помнить, что они могут генерировать ложные, нефизические колебания адвектируемой характеристики. Это — основной недостаток схем высокого порядка точности, выраженный в росте осцилляций в решении с увеличением порядка точности адвективной схемы. В рассматриваемом здесь решении уравнений модели Oceananigans осцилляции возникают при использовании схемы UPS7-го порядка точности и не возникают при использовании схемы WENO такого же порядка точности. С другой стороны, эффективность любой схемы адвекции, включая схемы высокого порядка, связана с разрешением сетки. В случае грубой сетки, даже схема высокого порядка точности может неточно представлять поток характеристики при значительной численной диффузии.

Используемое вертикальное разрешение в NEMO-Nordic обусловлено экономией вычислительных ресурсов. Предложенная выше конфигурация Oceananigans имеет в 4 раза больше ячеек сетки, причём скорость вычислений уменьшается всего лишь на 30 % из-за отказа от «дорогостоящих» параметризаций, используемых в NEMO-Nordic (введение координаты Z^* удлинит расчет на 20 %, поворот тензора горизонтальной диффузии — на 80 %, параметризация придонного слоя — на 2 %) и более эффективной организации параллельных расчётов. Таким образом, предлагаемая конфигурация увеличивает в основном требование к памяти компьютера, что не является критичным фактором для большинства современных систем.

Представленные данные моделирования находятся в соответствии с существующими представлениями о поведении течений в пределах придонного слоя Экмана [43], согласно которым в северном полушарии вектор скорости течений отклоняется влево от направления потока, определяемого наклоном дна. Для более детального анализа качества воспроизведения моделью придонного течения в каналах и на склонах по пути следования затoka североморских вод необходимы дополнительные расчеты с уточненной батиметрией и, возможно, увеличенным разрешением по горизонтали. Правильное описание вертикальной структуры потока важно для точной оценки «размытия» придонного струйного течения в зонах высоких значений горизонтальных градиентов плотности.

Оценивая результаты сравнения данных измерений и модельных расчётов, следует помнить, что использованное поле глубин существенно отличается в расчетах и данных [31] (ср. верхний фрагмент с двумя нижними на рис. 3–5). Этот недостаток мог бы быть в определенной степени преодолен путём использования существующего поля глубин с пространственным разрешением 250 м, однако в настоящем исследовании использовалось поле глубин, близкое к полю в NEMO-Nordic, что обеспечивало близость конфигураций модельных бассейнов Oceananigans и NEMO-Nordic.

5. Заключение

Результаты расчета распространения затoka солёных североморских вод в придонном слое Балтийского моря в период январь–апрель 1993 г., выполненного по модели Oceananigans, находятся в лучшем соответствии с данными наблюдений В.Т. Паки [31], чем результаты реанализа, выполненного по модели NEMO-Nordic. Согласно результатам NEMO-Nordic, из-за высокой численной диффузии перманентный галоклин получается размытым, что не соответствует данным измерений. В расчетах с использованием Oceananigans удалось достигнуть заметно лучшего соответствия за счёт существенного снижения численной диффузии путём увеличения вертикального разрешения и использования адвективных схем высокого порядка точности, а также отказа от использования сложных параметризаций придонного слоя или псевдоизопикнического перемешивания в z -координатной модели Oceananigans без использования процедуры ассимиляции данных наблюдений. Указанные усовершенствования модели Oceananigans понизили скорость вычислений всего лишь на 30 %.

Конечной целью разрабатываемых модельных конфигураций являются длительные климатические расчёты физических и биогеохимических характеристик моря без процедуры ассимиляции. Хотя продолжительность выполненного расчета составляет всего 3,5 месяца, разработанная конфигурация Oceananigans внушает определённые надежды на получение без процедуры ассимиляции адекватных оценок распространения придонного гравитационного плотностного течения в Балтийском море и его взаимодействия с осадками, включая обмен кислородом, что важно для моделирования морских экосистем. Разумеется, решение этой задачи потребует выполнения расчётов на более длительные времена и возможной коррекции модельной конфигурации, если результаты моделирования будут расходиться с данными наблюдений.

Финансирование

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

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of Russia for the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (topic No. FMWE-2024-0028)

Литература

1. *Mohrholz V., Naumann M., Nausch G., Krüger S., Gräwe U.* Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // *Journal of Marine Systems*. 2015. Vol. 148. P. 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
2. *Gräwe U., Naumann M., Mohrholz V., Burchard H.* Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120. P. 7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
3. *Mohrholz V.* Major Baltic Inflow Statistics — Revised // *Frontiers in Marine Science*. 2018. Vol. 5, N 384. EDN IQMGTT. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
4. *Lehmann A.* A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1995. Vol. 47. P. 1013–1031. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11969>
5. *Meier M., Doescher R., Coward A.C., Nycander J., Döös K.* RCO — Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93: Tech. Rep. 26, SMHI, Norrköping, Sweden, 1999.
6. *Funkquist L., Kleine E.* HIROMB: An introduction to HIROMB, an operational baroclinic model for the Baltic Sea: Reports Oceanography 37. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 2007.
7. *Berg P., Poulsen J.W.* Implementation details for HBM: Tech. Rep. Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark, 2012.
8. *Dietze H., Löptien U., Getzlaff K.* MOMBA 1.1 — a high-resolution Baltic Sea configuration of GFDL’s Modular Ocean Model // *Geoscientific Model Development*. 2014. Vol. 7. P. 1713–1731. EDN VFTAZT. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1713-2014>
9. *Gräwe U., Naumann M., Mohrholz V., Burchard H.* Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120. P. 7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
10. *Рябченко В.А., Карлин Л.Н., Исаев А.В. и др.* Модельные оценки эвтрофикации Балтийского моря в современном и будущем климате // *Океанология*. 2016. Vol. 56, N 1. P. 41–50. EDN VIOSEJ. <https://doi.org/10.7868/S0030157416010160>
11. *Hordoir R., Axell L., Höglund A. et al.* Nemo-Nordic 1.0: a NEMO-based ocean model for the Baltic and North seas — research and operational applications // *Geoscientific Model Development*. 2019. Vol. 12. P. 363–386. EDN NTHIL. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-363-2019>
12. *Kärnä T., Ljungemyr P., Falahat S. et al.* Nemo-Nordic 2.0: operational marine forecast model for the Baltic Sea // *Geoscientific Model Development*. 2021. Vol. 14. P. 5731–5749. EDN: ZMZZPA. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-5731-2021>
13. *Madec G., Bourdallé-Badie R., Chanut J. et al.* NEMO ocean engine // *Zenodo*. 2019. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3878122>
14. *Deremble B., Hogg A.M., Berloff P., Dewar W.K.* On the application of no-slip lateral boundary conditions to ‘coarsely’ resolved ocean models // *Ocean Modelling*. 2011. Vol. 39, N3. P. 411–415. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.05.002>
15. *Nasser A.A.* Advancing the representation of flows along topography in z-coordinate ocean models // *Ocean, Atmosphere*. Sorbonne Université, 2023. English. NNT: 2023SORUS446. <https://theses.hal.science/tel-04399405v1>
16. *Hill C., Ferreira D., Campin J.-M. et al.* Controlling spurious diapycnal mixing in eddy-resolving height-coordinate ocean models — Insights from virtual deliberate tracer release experiments // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 45–46. P. 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.001>
17. *Ilicak M., Adcroft A., Griffies S., Hallberg R.* Spurious diapycnal mixing and the role of momentum closure // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 45–46. P. 37–58. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.10.003>

18. *Ilicak M.* Quantifying spatial distribution of spurious mixing in ocean models // *Ocean Modelling*. 2016. Vol. 108. P. 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.11.002>
19. *Megann A.* Estimating the numerical diapycnal mixing in an eddy-permitting ocean model // *Ocean Modelling*. 2018. Vol. 121. P. 19–33. EDN: YIGMNE. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.001>
20. *Campin J.-M., Goosse H.* Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1999. 51A. P. 412–430. EDN LPTUJ. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i3.13468>
21. *Legg S., Hallberg R.W., Giron J.B.* Comparison of entrainment in overflows simulated by z-coordinate, isopycnal and non-hydrostatic models // *Ocean Modelling*. 2006. Vol. 11, N 1–2. P. 69–97. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.11.006>
22. *Riemenschneider U., Legg S.* Regional simulations of the Faroe Bank Channel overflow in a level model // *Ocean Modelling*. 2007. Vol. 17, N 2. P. 93–122. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.01.003>
23. *Legg S., Jackson L., Hallberg R.W.* Eddy-Resolving Modeling of Overflows // *Ocean Modeling in an Eddying Regime*. American Geophysical Union, 2008. P. 63–81 (eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/>). <https://doi.org/10.1029/177GM06>
24. *Reckinger S.M., Petersen M.R., Reckinger S.J.* A study of overflow simulations using MPAS-Ocean: Vertical grids, resolution, and viscosity // *Ocean Modelling*. 2015. Vol. 96. P. 291–313. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.006>
25. *Laanaia N., Wirth A., Molines J.M., Barnier B., Verron J.* On the numerical resolution of the bottom layer in simulations of oceanic gravity currents // *Ocean Science*. 2010. Vol. 6, N 2. P. 563–572. <https://doi.org/10.5194/os-6-563-2010>
26. *Gräwe U., Holtermann P., Klingbeil K., Burchard H.* Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas // *Ocean Modelling*. 2015. Vol. 92. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.008>
27. *Winton M., Hallberg R., Gnanadesikan A.* Simulation of density-driven frictional downslope flow in z-coordinate ocean models // *Journal of Physical Oceanography*. 1998. Vol. 28. P. 2163–2174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2)
28. *Lemarié F., Debreu L., Shchepetkin A., McWilliams J.* On the stability and accuracy of the harmonic and biharmonic isoneutral mixing operators in ocean models // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 52–53, N 27. P. 9–35. EDN XZVETY. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.04.007>
29. *Wagner G.L., Silvestri S., Constantinou N.C., Ramadhan A., Campin J.M., Hill C., Chor T., Strong-Wright J., Lee X.K., Poulin F., Souza A.* High-level, high-resolution ocean modeling at all scales with Oceananigans. arXiv preprint arXiv: 2502.14148, 2025.
30. *Пака В.Т., Кушников В.В.* Об использовании термохалозондов в режиме буксировки. *Океанология*. 1989. Т. 29, № 1. С. 160–163.
31. *Paka V.T.* Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring, 1993 // *Oceanology*. 1996. Vol. 36, N 2. P. 188–198. EDN LDSPLL
32. *Журбас В.М., Пака В.Т.* Интрузионное расслоение галоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим заток североморских вод в Балтику в январе 1993 г. // *Океанология*. 1997. Т. 33, № 4. С. 549.
33. *Zhurbas V.M., Paka V.T.* Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102, N C9. P. 20,917–20,926. EDN WNAABX. <https://doi.org/10.1029/97JC00443>
34. *Zhurbas V.M., Paka V.T.* What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? // *Journal of Marine Systems*. 1999. Vol. 21, Iss. 1–4. P. 229–241. EDN LFSRWV. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
35. *Baltic Sea Physics Reanalysis | Copernicus Marine Service* Copernicus Marine Data Store | Copernicus Marine Service. URL: <https://data.marine.copernicus.eu/product/description> <https://doi.org/10.48670/moi-00013> (дата обращения: 10.06.2025)
36. *Nerger L., Hiller W., Oter J.* PDAF-The Parallel Data Assimilation Framework: Experiences with Kalman Filtering // *World Scientific*. 2005. P. 63–83. https://doi.org/10.1142/9789812701831_0006
37. *International Council for the Exploration of the Sea (ICES)*. URL: <http://www.ices.dk> (дата обращения: 10.06.2025)
38. *Silvestri S., Wagner G., Campin J.-M., Constantinou N., Hill Ch., Souza A., Ferrari R.* A new WENO-based momentum advection scheme for simulations of ocean mesoscale turbulence, 2023. <https://doi.org/10.22541/essoar.170110657.76489860/v1>
39. *Data Assimilation System*. Baltic Nest Institute, Stockholm University. URL: <https://nest.su.se/das/> (дата обращения: 10.06.2025)
40. *Umlauf L., Burchard H.* A generic length-scale equation for geophysical turbulence models // *Journal of Marine Research*. 2003. Vol. 61. P. 235–265. <https://doi.org/10.1357/002224003322005087>

41. Wagner G., Hillier A., Constantinou N., Silvestri S., Souza A., Burns K., Hill Ch., Campin J.-M., Marshall J., Ferrari R. Formulation and calibration of CATKE, a one-equation parameterization for microscale ocean mixing // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2025. Vol. 17. <https://doi.org/10.1029/2024MS004522>
42. Beckmann A., Döscher R. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27. P. 581–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2)
43. Zhurbas V., Elken J., Paka V., Piechura J., Väli G., Chubarenko I., Golenko N., Shchuka S. Structure of unsteady overflow in the Słupsk Furrow of the Baltic Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. C04027. EDN MENQNX. <https://doi.org/10.1029/2011JC007284>

References

1. Mohrholz V, Naumann M, Nausch G, Krüger S, Gräwe U. Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems*. 2015;148:152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
2. Gräwe U, Naumann M, Mohrholz V, Burchard H. Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120:7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
3. Mohrholz V. Major Baltic Inflow Statistics — Revised. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5:384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
4. Lehmann A. A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1995;47:1013–1031. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11969>
5. Meier M, Doescher R, Coward AC, Nycander J, Döös K. RCO — Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93. Tech Rep. 1999;(26): SMHI, Norrköping, Sweden.
6. Funkquist L, Kleine E. HIROMB: An introduction to HIROMB, an operational baroclinic model for the Baltic Sea. *Reports Oceanogr*. 2007;(37): Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
7. Berg P, Poulsen JW. Implementation details for HBM. Tech Rep. 2012; Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark.
8. Dietze H, Löptien U, Getzlaff K. MOMBA 1.1 — a high-resolution Baltic Sea configuration of GFDL's Modular Ocean Model. *Geoscientific Model Development*. 2014;7:1713–1731. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1713-2014>
9. Gräwe U, Naumann M, Mohrholz V, Burchard H. Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120:7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
10. Ryabchenko VA, Karlin LN, Isaev AV, et al. Model estimates of the eutrophication of the Baltic Sea in the contemporary and future climate. *Oceanology*. 2016;56(1):36–45. <https://doi.org/10.7868/S0030157416010160>
11. Hordoir R, Axell L, Höglund A, et al. Nemo-Nordic 1.0: a NEMO-based ocean model for the Baltic and North seas — research and operational applications. *Geoscientific Model Development*. 2019;12:363–386. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-363-2019>
12. Kärnä T, Ljungemyr P, Falahat S, et al. Nemo-Nordic 2.0: operational marine forecast model for the Baltic Sea. *Geoscientific Model Development*. 2021;14:5731–5749. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-5731-2021>
13. Madec G, Bourdallé-Badie R, Chanut J, et al. NEMO ocean engine. Zenodo. 2019. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3878122>
14. Deremble B, Hogg AM, Berloff P, Dewar WK. On the application of no-slip lateral boundary conditions to ‘coarsely’ resolved ocean models. *Ocean Modelling*. 2011;39(3):411–415. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.05.002>
15. Nasser AA. Advancing the representation of flows along topography in z-coordinate ocean models. *Ocean, Atmosphere*. Sorbonne Université; 2023. <https://theses.hal.science/tel-04399405v1>
16. Hill C, Ferreira D, Campin J-M, Marshall J, Abernathey R, Barrier N. Controlling spurious diapycnal mixing in eddy-resolving height-coordinate ocean models — Insights from virtual deliberate tracer release experiments. *Ocean Modelling*. 2012;45–46:14–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.001>
17. Ilicak M, Adcroft A, Griffies S, Hallberg R. Spurious diapycnal mixing and the role of momentum closure. *Ocean Modelling*. 2012;45–46:37–58. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.10.003>
18. Ilicak M. Quantifying spatial distribution of spurious mixing in ocean models. *Ocean Modelling*. 2016;108:30–38. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.11.002>
19. Megann A. Estimating the numerical diapycnal mixing in an eddy-permitting ocean model. *Ocean Modelling*. 2018;121:19–33. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.001>

20. Campin J-M, Goosse H. Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1999;51A:412–430. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i3.13468>
21. Legg S, Hallberg RW, Garton JB. Comparison of entrainment in overflows simulated by z-coordinate, isopycnal and non-hydrostatic models. *Ocean Modelling*. 2006;11(1–2):69–97. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.11.006>
22. Riemenschneider U, Legg S. Regional simulations of the Faroe Bank Channel overflow in a level model. *Ocean Modelling*. 2007;17(2):93–122. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.01.003>
23. Legg S, Jackson L, Hallberg RW. Eddy-Resolving Modeling of Overflows. In: *Ocean Modeling in an Eddying Regime*. American Geophysical Union; 2008. p. 63–81. (eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/>). <https://doi.org/10.1029/177GM06>
24. Reckinger SM, Petersen MR, Reckinger SJ. A study of overflow simulations using MPAS-Ocean: Vertical grids, resolution, and viscosity. *Ocean Modelling*. 2015;96:291–313. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.006>
25. Laanaia N, Wirth A, Molines JM, Barnier B, Verron J. On the numerical resolution of the bottom layer in simulations of oceanic gravity currents. *Ocean Science*. 2010;6(2):563–572. <https://doi.org/10.5194/os-6-563-2010>
26. Gräwe U, Holtermann P, Klingbeil K, Burchard H. Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas. *Ocean Modelling*. 2015;92. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.008>
27. Winton M, Hallberg RW, Gnanadesikan A. Simulation of Density-Driven Frictional Downslope Flow in Z-Coordinate Ocean Models. *Journal of Physical Oceanography*. 1998;28:2163–2174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2)
28. Lemarié F, Debreu L, Shchepetkin A, McWilliams J. On the stability and accuracy of the harmonic and biharmonic isoneutral mixing operators in ocean models. *Ocean Modelling*. 2012;52–53:9–35. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.04.007>
29. Wagner GL, Silvestri S, Constantinou NC, Ramadhan A, Campin JM, Hill C, et al. High-level, high-resolution ocean modeling at all scales with Oceananigans. *arXiv preprint arXiv:2502.14148*. 2025.
30. Paka VT, Kushnikov VV. About using temperature halosondes in towing mode. *Oceanology*. 1989;29(1):160–163. (in Russian)
31. Paka VT. Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring, 1993. *Oceanology*. 1996;36(2):188–198.
32. Zhurbas VM, Paka VM. Intrusive stratification of the halocline in the Gotland Basin caused by the large influx of North Sea waters into the Baltic in January 1993. *Oceanology*. 1997;33(4):549. (in Russian)
33. Zhurbas VM, Paka VM. Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow. *Journal of Geophysical Research*. 1997;102(C9):20917–20926. <https://doi.org/10.1029/97JC00443>
34. Zhurbas VM, Paka VT. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*. 1999;21(1–4):229–241. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
35. Baltic Sea Physics Reanalysis | Copernicus Marine Service. *Copernicus Marine Data Store*. URL: <https://data.marine.copernicus.eu/product/description>. <https://doi.org/10.48670/moi-00013> (дата обращения: 10.06.2025)
36. Nerger L, Hiller W, Oter J. PDAF-The Parallel Data Assimilation Framework: Experiences with Kalman Filtering. In: *World Scientific*; 2005. p. 63–83. https://doi.org/10.1142/9789812701831_0006
37. International Council for the Exploration of the Sea (ICES). *ICES*. URL: <http://www.ices.dk> (дата обращения: 10.06.2025)
38. Silvestri S, Wagner G, Campin J-M, Constantinou N, Hill C, Souza A, Ferrari R. A new WENO-based momentum advection scheme for simulations of ocean mesoscale turbulence. 2023. <https://doi.org/10.22541/essoar.170110657.76489860/v1>
39. Baltic Nest Institute, Stockholm University. Data Assimilation System. URL: <https://nest.su.se/das/> (дата обращения: 10.06.2025)
40. Umlauf L, Burchard H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*. 2003;61(2):235–265. <https://doi.org/10.1357/002224003322005087>
41. Wagner G, Hillier A, Constantinou N, Silvestri S, Souza A, Burns K, et al. Formulation and Calibration of CATKE, a One-Equation Parameterization for Microscale Ocean Mixing. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2025;17. <https://doi.org/10.1029/2024MS004522>
42. Beckmann A, Döscher R. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *Journal of Physical Oceanography*. 1997;27(3):581–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2)
43. Zhurbas VM, Elken J, Paka VT, Piechura J, Väli G, Chubarenko I, Golenko N, Shchuka S. Structure of unsteady overflow in the Slupsk Furrow of the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*. 2012;117(C4): C04027. <https://doi.org/10.1029/2011JC007284>

Об авторах

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

ИСАЕВ Алексей Владимирович, старший научный сотрудник, кандидат географических наук,
ORCID: 0000-0003-2005-4949, WoS ResearcherID: C-1370–2014, Scopus AuthorID: 25641182000,
SPIN-код (РИНЦ): 4059-6017, e-mail: isaev1975@gmail.com

РЯБЧЕНКО Владимир Алексеевич, главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук,
ORCID: 0000-0003-3909-537X, WoS ResearcherID: R-3877–2016, Scopus AuthorID: 7005479766,
SPIN-код (РИНЦ): 2187-1380, e-mail: vla-ryabchenko@yandex.ru



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-4)

EDN OGYUUJ

УДК 551.466.7

© И. П. Медведев*, 2025

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

*patamates@gmail.com

Резонансное усиление суточных приливов в Финском заливе

Статья поступила в редакцию 03.04.2025, после доработки 04.08.2025, принята в печать 29.08.2025

Аннотация

На основе анализа уровенных данных на семи береговых мареографах исследован резонансный механизм формирования суточного прилива в Финском заливе. Ключевую роль в формировании приливного режима в Балтийском море играет собственный прилив — реакция водной толщи бассейна на прямое воздействие приливообразующей силы. Важной особенностью прилива в Балтийском море является преобладание суточных приливов над полусуточными. Выявлено, что чем ближе частота приливной гармоник к собственной частоте бассейна, тем будет статический отклик этой гармоник. Это резонансное усиление приливных суточных гармоник происходит из-за влияния собственных колебаний Финского залива и всего Балтийского моря, которые имеют период около 27 ч. Именно из-за резонансного усиления суточных приливных колебаний в Финском заливе максимальная величина прилива в этой части моря может достигать 19 см.

Ключевые слова: приливной резонанс, суточные приливы, Финский залив, Балтийское море, сейши

© I. P. Medvedev*, 2025

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

*patamates@gmail.com

Resonant Amplification of Diurnal Tides in the Gulf of Finland

Received 03.04.2025, Revised 04.08.2025, Accepted 29.08.2025

Abstract

Based on the analysis of sea level data from seven coastal tide gauges, the resonance mechanism of diurnal tide formation in the Gulf of Finland was investigated. The main role in the formation of the tidal regime in the Baltic Sea is played by the independent tide, the response of the water column of the basin to the direct impact of the tide-generating forces. An important feature of the tide in the Baltic Sea is the predominance of diurnal tides over semidiurnal ones. It was found that the closer the frequency of the tidal harmonic to the natural frequency of the basin, the stronger the equilibrium response of this tidal harmonic. Such resonance increase in the tidal diurnal components is caused by tidal resonance, the influence of natural oscillations of the Gulf of Finland and the entire Baltic Sea with a period of about 27 hours. It is the presence of resonant amplification of diurnal tidal oscillations in the Gulf of Finland that leads to the fact that the maximum tidal range in this part of the sea reaches 19 cm.

Keywords: tidal resonance, diurnal tides, Gulf of Finland, Baltic Sea, seiche

1. Введение

Балтийское море представляет собой почти полностью замкнутый шельфовый бассейн. С открытым океаном его соединяют узкие и мелководные Датские проливы. Эти топографические особенности формируют внутри моря особый режим изменений уровня, который значительно отличается от колебаний уровня

Ссылка для цитирования: Медведев И.П. Резонансное усиление суточных приливов в Финском заливе // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 53–59. EDN OGYUUJ.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-4)

For citation: Medvedev I.P. Resonant Amplification of Diurnal Tides in the Gulf of Finland. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):53–59. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-4](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-4)

в открытом океане [1]. В отличие от открытого океана, где приливы играют важную роль в изменении уровня моря, их вклад в Балтийском море почти незаметен из-за узких Датских проливов [2]. Таким образом, мезомасштабные колебания уровня Балтийского моря преимущественно определяются процессами, которые образуются внутри бассейна моря [3, 4]. Эти колебания уровня моря, которые в вершинах заливов Балтики достигают нескольких метров, связаны главным образом с штормовыми нагонами, вызванными перемещением циклонов над акваторией моря, и сейшми — затухающими собственными колебаниями бассейна после прекращения действия вынуждающей силы (например, ветра).

Изменения уровня Балтийского моря подвержены влиянию двух типов приливов: индуцированного и собственного. Приливные волны, приходящие из смежного Северного моря через проливы Скагеррак и Каттегат, — это индуцированный прилив. В исследовании [5] было установлено, что внешние колебания уровня воды из пролива Каттегат проникают в Балтийское море в значительно ослабленном виде: при периоде колебаний 10 суток амплитуда колебаний становится в 10 раз меньше. Чем выше частота колебаний, тем существеннее они ослабевают при прохождении через проливы. Вследствие этого влияние индуцированного прилива очень слабое и проявляется лишь в увеличении амплитуд полусуточных приливных гармоник в части акватории Балтийского моря вблизи Датских проливов [6].

Как и в других изолированных внутриматериковых морях, таких как Черное [7] и Каспийское [8, 9], преобладающую роль в формировании приливного режима в Балтийском море играет собственный прилив [10, 11]. Этот прилив представляет — реакция водной толщи бассейна на прямое воздействие приливообразующей силы [6, 10, 12].

В [11] на основе анализа данных длительных рядов ежечасных наблюдений на 35 мареографах были исследованы приливные колебания уровня Балтийского моря и показано, что приливы в море носят в основном суточный или неправильный суточный характер, достигая максимальной величины в восточной части Финского залива — до 17–19 см. Авторы предположили [11], что преобладание суточных гармоник над полусуточными связано с резонансными особенностями акватории Балтийского моря. В настоящем исследовании на основе анализа уровенных данных на нескольких береговых мареографах был исследован вопрос резонансного механизма формирования суточного прилива в Финском заливе.

2. Данные и методы

В настоящем исследовании для анализа приливов в Финском заливе были использованы данные наблюдений на семи береговых мареографах из работы [11]: на эстонских станциях Нарва и Таллинн, финских Фегло и Ханко, а также российских — Выборг, Ломоносов и Кронштадт (рис. 1). Эти станции, расположенные на побережье Финского залива, обеспечили равномерное покрытие территории, что позволило провести детальное исследование резонансного усиления приливов в заливе. На российских станциях записи имели период наблюдений с 1992 по 2006 гг., на финских — с 1992 по 2008 гг., в Таллинне — с 1978 по 1995, а в Нарве — с 1978 по 2009 гг. Все ряды наблюдений были приведены к одному временному поясу (UTC0). Дискретность наблюдений на всех станциях составляла 1 ч.

3. Результаты

На станциях Выборг и Кронштадт с помощью быстрого преобразования Фурье с использованием окна Кайзера–Бесселя с половинным перекрытием (длина 16382 ч) были рассчитаны спектры колебаний уровня моря $S_x(f)$, где f — частота (рис. 2, а–б). На этих спектрах хорошо видны аномалии спектральной плотности колебаний уровня моря, связанные с двумя различными составляющими: сейшми и приливами. Частотно-избирательные свойства (геометрия) бассейна определяют периоды сейш. Основные моды собственных колебаний моря в спектре имеют форму широких горбов-ступенек — локальных широких максимумов непрерывного спектра относительно функции спадающей спектральной плотности f^2 , характерной для длинноволновых процессов в Мировом океане. В Финском заливе можно выделить широкие горбы основной моды собственных колебаний уровня Балтийского моря с периодом 26–29 ч и локальной моды с периодом около 8 ч (рис. 2, а–б). Ширина этих спектральных пиков определяется нестационарностью и стохастичностью вынуждающих факторов, а также влиянием трения. Приливные колебания имеют дискретный спектр в виде узких пиков на частотах основных приливных гармоник (K_1 , O_1 , M_2 , S_2 на рис. 2, а–б). Для уточнения периода основной сейшевой моды Балтийского моря были рассчитаны спектры, нормированные на закон спадающей f^2 . Для Выборга и Кронштадта центральный период основной моды собственных колебаний моря близок к 27 ч (рис. 2, в–г).

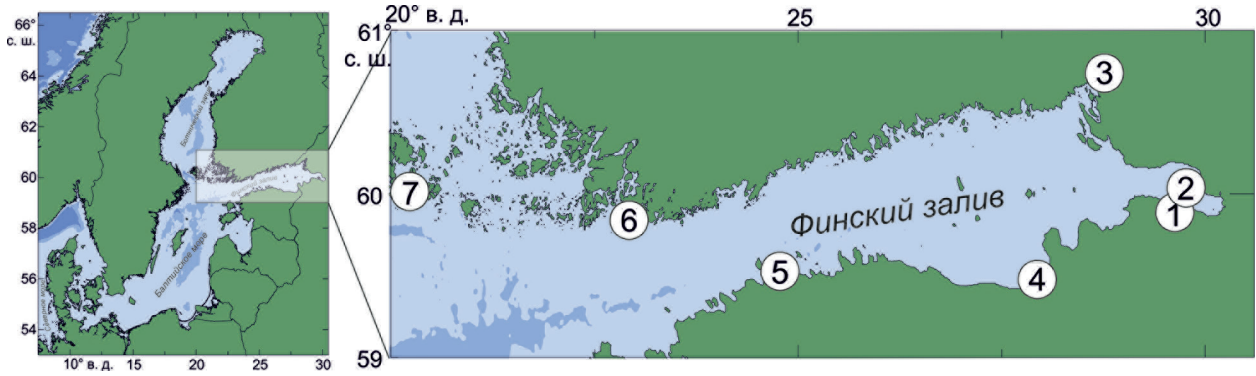


Рис. 1. Карта расположения станций: Ломоносов (1), Кронштадт (2), Выборг (3), Нарва (4), Таллинн (5), Ханко (6) и Фёгло (7)

Fig. 1. Location of stations: Lomonosov (1), Kronstadt (2), Vyborg (3), Narva (4), Tallinn (5), Hanko (6) and Föglö (7)

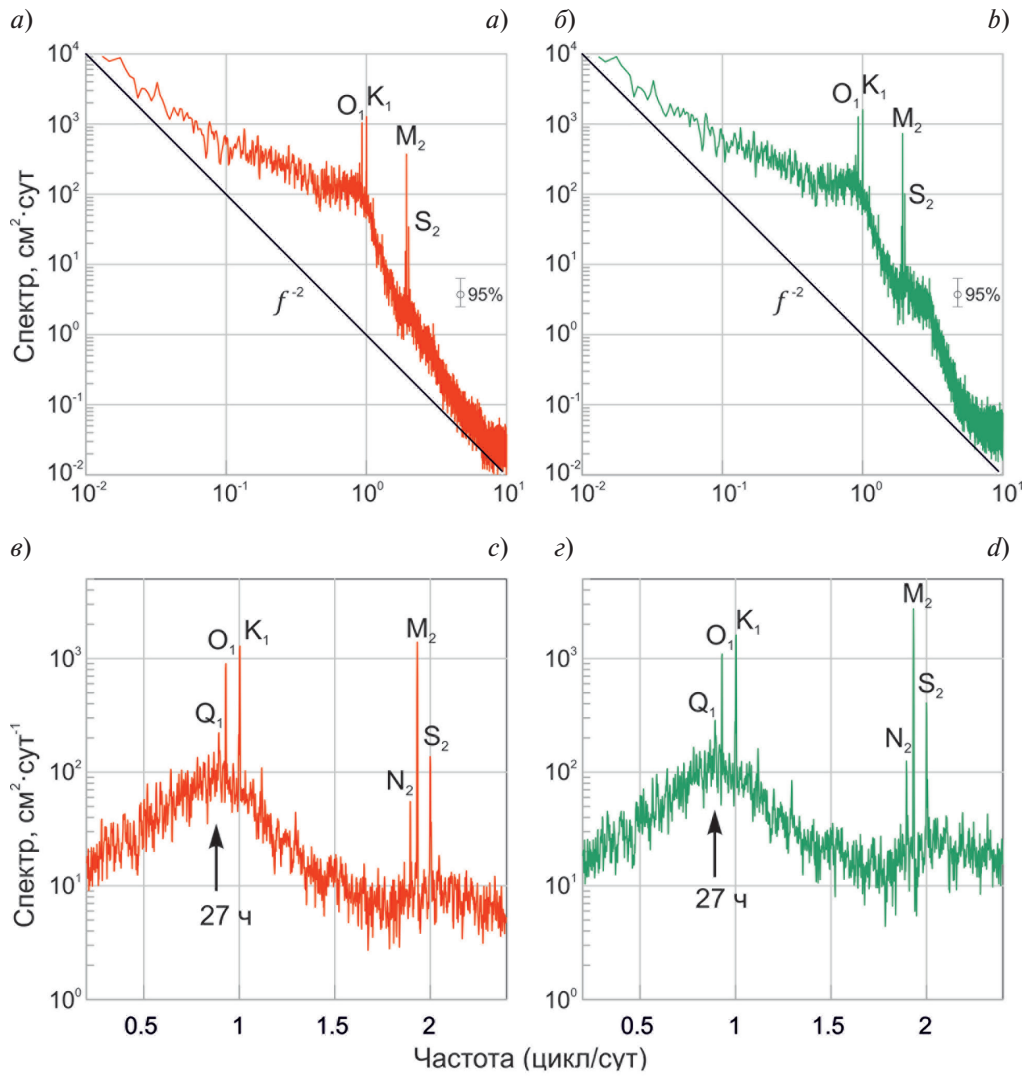


Рис. 2. Спектры колебаний уровня Финского залива на станциях (а) Выборг и (б) Кронштадт и (в–г) нормированные спектры $S_x(f) \cdot f^2$ на этих станциях для диапазона частот от 0,2 до 2,4 цикл/сут

Fig. 2. Spectra of sea level oscillations in the Gulf of Finland at stations (a) Vyborg and (b) Kronstadt and (c–d) normalized spectra $S_x(f) \cdot f^2$ at these stations for the frequency band from 0.2 to 2.4 cpd

Ограниченная пропускная способность Датских проливов приводит к тому, что на масштабах периодов, соответствующих суточным и полусуточным приливам, Балтийское море становится почти замкнутым морем. Океанские приливные волны, имеющие в Северном море преимущественно полусуточный характер, очень слабо проникают через Датские проливы в Балтику. Вследствие чего в Балтийском море наиболее выражен собственный прилив, который возникает в результате реакции воды на гравитационные силы Луны и Солнца. Если в Северном море, которое через систему проливов связано с Балтийским морем, амплитуды полусуточных гармоник превышают амплитуды суточных в 20–30 раз [10], то в Балтийском море преобладают уже суточные приливы [11]. Вероятной причиной усиления суточных приливов в Балтийском море является приливной резонанс: частота приливных колебаний f_D близка или совпадает с одной из собственных частот бассейна f_n . В этой ситуации фазовые соотношения между приливным воздействием на бассейн и его реакцией обеспечивают максимальное развитие приливных колебаний [12]. Отношение f_D/f_n определяет характер усиления колебания. В случае резонанса ($f_D = f_n$) в бассейне максимально выражена синфазность между внешним воздействием и собственными колебаниями уровня воды в нем, что приводит к накоплению энергии и увеличению амплитуды колебаний. В реальном бассейне резонансное увеличение энергии компенсируется её диссипацией из-за трения о дно на мелководье. В результате устанавливается стационарный режим колебания на предельном, чисто резонансном уровне насыщения [12].

Доминирующий период собственных колебаний уровня Балтийского моря и Финского залива находится в диапазоне от 26 до 29 ч [13, 14]. Если принять за центральный период основной моды собственных колебаний 27 ч ($f_1 = 0,8727$ цикл/сут), то отношение f_D/f_n для $K_1 = 1,13$ ($f_{K_1} = 1,0029$ цикл/сут), для $O_1 = 1,05$ ($f_{O_1} = 0,9295$ цикл/сут), а для $Q_1 = 1,00$ ($f_{Q_1} = 0,8932$ цикл/сут). Это означает, что при уменьшении частоты колебательный режим приближается к резонансному уровню насыщения. Данный вывод подтверждается отношением амплитуд основных гармоник, рассчитанных в [11]: в Балтийском море амплитуда гармоники O_1 в среднем превышает амплитуду гармоники K_1 , хотя в приливном потенциале амплитуда гармоники O_1 примерно на 30 % меньше, чем K_1 [15, 16].

Оценка статического (равновесного) отклика («equilibrium response») отдельных гармоник позволила определить особенности формирования приливов в Балтийском море. Был рассчитан статический отклик $R_j = H_j^{obs} / H_j^{eq}$, где H_j^{obs} — амплитуда j -й приливной гармоники по данным наблюдений, а H_j^{eq} — теоретическая амплитуда из разложения приливного потенциала [15, 16]. Для расчета R_j были использованы амплитуды основных суточных (Q_1, O_1, P_1, K_1) и полусуточных (N_2, M_2, S_2, K_2) гармоник, рассчитанные в [11] по отдельным годовым сериям наблюдений с последующим векторным усреднением. Отметим, что очень близкие значения гармонических постоянных для этих станций были получены в [17] при использовании иного подхода к анализу — прямому расчёту приливов по длительному ряду наблюдений за 20 лет.

В центральной части Балтийского моря (станция Фёгло на рис. 3) отношение амплитуд для всех четырех суточных гармоник к их теоретическому значению близко к 1. При приближении к вершине Финского залива статический отклик R_j растёт. Передаточная функция R_j приобретает наклон: чем меньше частота гармоники, тем больше значение R_j . При приближении к вершине залива угол наклона передаточной функции увеличивается. Так, в вершине Финского залива (станции Кронштадт и Ломоносов на рис. 3) для гармоники K_1 значение R_j близко к 6, а для суточной гармоники с наименьшей частотой (Q_1) более 9,5. Это усиление суточных приливных колебаний происходит из-за собственных колебаний Финского залива и всего Балтийского моря с периодом около 27 ч. Чем ближе частота приливной гармоники f_D к собственной частоте бассейна f_1 , тем сильнее отклик R_j .

В полусуточном диапазоне частот значения статического отклика R_j в центральной части Балтики для всех четырех гармоник близки к единице. При движении к вершине Финского залива эти значения увеличиваются всего лишь в два раза. Соотношение между значениями R_j для различных гармоник остается постоянным, и нет явного наклона передаточных кривых.

4. Обсуждение и заключение

Во многих частях Мирового океана аномально высокие приливы связаны с резонансным усилением. Например, ярко выраженный приливной резонанс является одной из основных причин формирования одного из самых высоких приливов на планете в заливе Фанди [18, 19]. В заливе Унгава, расположенном в Гудзоновом проливе, максимальная высота прилива может конкурировать с заливом Фанди. В этом заливе также наблюдается приливной резонанс для полусуточных приливов [20]. Резонансный характер аномально высоких суточных приливов отмечается в проливах Хуан-де-Фука и Джорджия на тихоокеанском

побережье Северной Америки [21]. В Адриатическом море и суточные и полусуточные приливы резонансно усиливаются из-за близости своих периодов к периодам фундаментальной (21,5 ч) и первой (10,9 ч) собственных мод собственных колебаний моря [22].

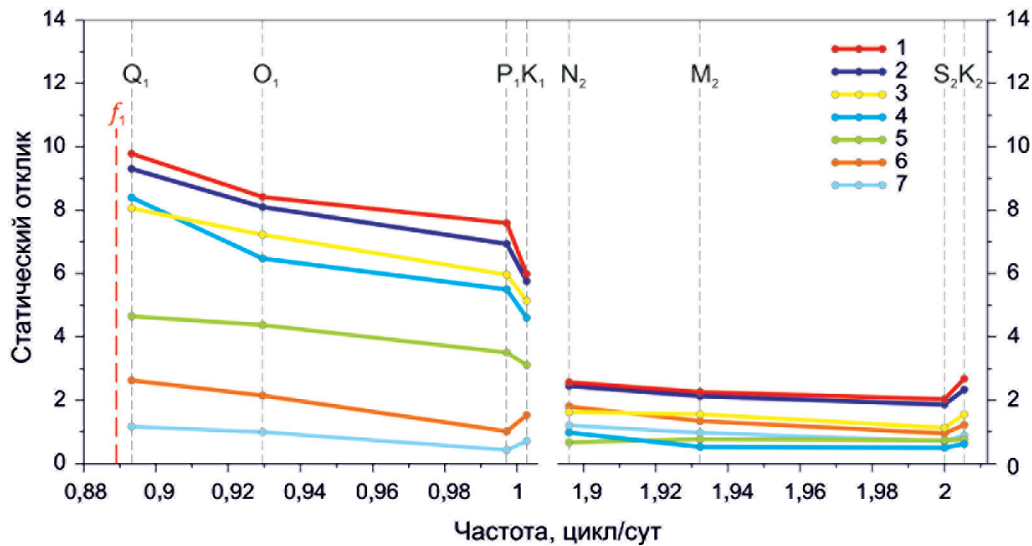


Рис. 3. Отношение наблюдаемых амплитуд основных суточных и полусуточных гармоник к теоретическим (разложению приливного потенциала) на станциях Ломоносов (1), Кронштадт (2), Выборг (3), Нарва (4), Таллинн (5), Ханко (6) и Фёгло (7). Красной штриховой вертикальной линией показана частота основной моды собственных колебаний Финского залива (f_1) с периодом 27 ч.

Fig. 3. Ratio of the observed amplitudes of the main diurnal and semidiurnal harmonics to the theoretical ones (decomposition of the tidal potential) at stations Lomonosov (1), Kronstadt (2), Vyborg (3), Narva (4), Tallinn (5), Hanko (6) and Föglö (7). The red dashed vertical line shows the frequency of the main mode of the natural oscillations of the Gulf of Finland (f_1) with a period of 27 hours

Резонансные усиления приливов можно выделить не только в отдельных морях и заливах, но и в океанах в целом. Так, в Атлантическом океане проявляется локальный резонанс на полусуточных частотах и антирезонанс на суточных [12]. В Тихом океане наблюдается обратная ситуация, но суточный резонанс в Тихом океане не настолько выраженный, как полусуточный в Атлантике.

В Балтийском море резонансный характер усиления приливов наблюдается только для суточного диапазона периодов. Пространственная структура основной моды собственных колебаний с периодом 26–29 ч имеет схожий характер с котидальными картами основных суточных приливных составляющих [11, 23]. В [14] была рассчитана спектральная частотная характеристика по синхронным рядам колебаний уровня моря для пары станций Ханко—Горный. Для моды с центральным периодом 27 ч значение частотной характеристики достигало 3,3, что близко к коэффициенту усиления 3,55 рассчитанного для гармоники Q_1 для пары станций Ханко-Кронштадт (рис. 3). На периодах близких к полусуточным приливам в Балтийском море и, в частности, в Финском заливе, не выявлено устойчивых сейшевых мод [14, 24]. Именно из-за резонансного усиления суточных приливных колебаний в Финском заливе максимальная величина прилива в этой части моря может достигать 19 см.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИО РАН FMWE-2024-0018.

Funding

The research was carried out within the framework of the state project FMWE-2024-0018 of the Shirshov Institute of Oceanology RAS.

Литература

1. *Lisitzin E.* Sea Level Changes. Amsterdam: Elsevier, 1974. 286 p.
2. *Wunsch C.* Bermuda sea-level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1972. Vol. 10, N 1. P. 1–49. <https://doi.org/10.1029/RG010i001p00001>
3. *Медведев И.П.* О формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 463, № 3. С. 347–352. EDN TZMFEJ. <https://doi.org/10.7868/S0869565215210185>
4. *Медведев И.П.* Пространственные и временные особенности синоптических и мезомасштабных колебаний уровня Балтийского моря // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 12. С. 31–47.
5. *Kulikov E.A., Medvedev I.P., Koltermann K.P.* Baltic Sea Level Low-Frequency Variability // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015. Vol. 67. 25642. EDN UGFDDH. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.25642>
6. *Medvedev I.P., Rabinovich A.B., Kulikov E.A.* Tides in three enclosed basins: the Baltic, Black and Caspian seas // *Frontiers in Marine Science*. 2016. Vol. 3, N46. EDN YUWDGT. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00046>
7. *Medvedev I.P.* Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. Vol. 175, № 6. P. 1951–1969. EDN YBXALB. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1878-x>
8. *Медведев И.П., Куликов Е.А., Рабинович А.Б.* Приливы в Каспийском море // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 3. С. 400–416. EDN YTLWML. <https://doi.org/10.7868/S0030157417020137>
9. *Medvedev I., Kulikov E., Fine I.* Numerical modelling of the Caspian Sea tides // *Ocean Science*. 2020. Vol. 16, N 1. P. 209–219. EDN ZGIIXR. <https://doi.org/10.5194/os-16-209-2020>
10. *Defant A.* Physical Oceanography. Vol. 2. New York: Pergamon Press, 1961. 590 p.
11. *Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А.* Приливные колебания в Балтийском море // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 5. С. 596–611. EDN RCGMBV. <https://doi.org/10.7868/S0030157413050134>
12. *Некрасов А.В.* Энергия океанских приливов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 288 с.
13. *Wubber C., Krauss W.* The two-dimensional seiches of the Baltic Sea // *Oceanologica Acta*. 1979. Vol. 2, N 4. P. 435–446.
14. *Куликов Е.А., Медведев И.П.* Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 2. С. 167–174. EDN PXLGIL. <https://doi.org/10.7868/S003015741302010X>
15. *Cartwright D.E., Tayler R.J.* New computations of the tide-generating potential // *Geophysical Journal International*. 1971. Vol. 23, N1. P. 45–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>
16. *Pugh D., Woodworth P.* Sea-level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 395 p.
17. *Войнов Г.Н.* Новые сведения о приливах в Финском заливе Балтийского моря // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2018. № 53. С. 83–96. EDN YWMPIT
18. *Garrett C.* Tidal resonance in Bay of Fundy and Gulf of Maine // *Nature*. 1972. Vol. 238. P. 441–443. <https://doi.org/10.1038/238441a0>
19. *Godin G.* On tidal resonance // *Continental Shelf Research*. 1993. Vol. 13. P. 89–107. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90037-X)
20. *Arbic B.K., St-Laurent P., Sutherland G. et al.* On the resonance and influence of the tides in Ungava Bay and Hudson Strait // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34, L17606. <https://doi.org/10.1029/2007GL030845>
21. *Sutherland G., Garrett C., Foreman M.* Tidal resonance in Juan de Fuca Strait and the Strait of Georgia // *Journal of Physical Oceanography*. 2005. Vol. 35. P. 1279–1286. <https://doi.org/10.1175/JPO2738.1>
22. *Medvedev I.P., Vilibić I., Rabinovich A.B.* Tidal resonance in the Adriatic Sea: Observational evidence // *Journal of Geophysical Research — Oceans*. 2020. Vol. 125, N8. e2020JC016168. EDN YFVYSG. <https://doi.org/10.1029/2020JC016168>
23. *Войнов Г.Н.* Общая характеристика приливов на основе новых значений гармонических постоянных в Финском заливе // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2019. № 56. С. 81–97. EDN VSIUIH. <https://doi.org/10.33933/2074-2762-2019-56-81-97>
24. *Медведев И.П., Куликов Е.А.* Экстремальные штормовые нагоны в Финском заливе: частотно-спектральные свойства и влияние низкочастотных колебаний уровня моря // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 4. С. 528–538. EDN BEWSSG. <https://doi.org/10.31857/S0030157421040110>

References

1. *Lisitzin E.* Sea Level Changes. Amsterdam: Elsevier; 1974. 286 p.
2. *Wunsch C.* Bermuda sea-level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1972;10(1):1–49. <https://doi.org/10.1029/RG010i001p00001>

3. Medvedev IP. Formation of the Baltic Sea level spectrum. *Doklady Earth Sciences*. 2015;463(1):760–764. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1507020X>
4. Medvedev IP. Spatial and Temporal Features of Synoptic and Mesoscale Variability of the Baltic Sea Level. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018;43(12):815–826. <https://doi.org/10.3103/S1068373918120026>
5. Kulikov EA, Medvedev IP, Koltermann KP. Baltic Sea Level Low-Frequency Variability. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015;67:25642. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.25642>
6. Medvedev IP, Rabinovich AB, Kulikov EA. Tides in three enclosed basins: the Baltic, Black and Caspian seas. *Frontiers in Marine Science*. 2016;3:46. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00046>
7. Medvedev IP. Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling. *Pure and Applied Geophysics*. 2018;175(6):1951–1969. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1878-x>
8. Medvedev IP, Kulikov EA, Rabinovich AB. Tidal oscillations in the Caspian Sea. *Oceanology*. 2017;57(3):360–375. <https://doi.org/10.1134/S0001437017020138>
9. Medvedev I, Kulikov E, Fine I. Numerical modelling of the Caspian Sea tides. *Ocean Science*. 2020;16(1):209–219. <https://doi.org/10.5194/os-16-209-2020>
10. Defant A. Physical Oceanography. Vol. 2. New York: Pergamon Press; 1961. 590 p.
11. Medvedev IP, Rabinovich AB, Kulikov EA. Tidal oscillations in the Baltic Sea. *Oceanology*. 2013;53(5):526–538. <https://doi.org/10.1134/S0001437013050123>
12. Nekrasov AV. Energy of Oceanic Tides. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1990. 288 p.
13. Wübbler C, Krauss W. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanologica Acta*. 1979;2(4):435–446.
14. Kulikov EA, Medvedev IP. Variability of the Baltic Sea level and floods in the Gulf of Finland. *Oceanology*. 2013;53:145–151. <https://doi.org/10.1134/S0001437013020094>
15. Cartwright DE, Tayler RJ. New computations of the tide-generating potential. *Geophysical Journal International*. 1971;23(1):45–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>
16. Pugh D, Woodworth P. Sea-level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes. Cambridge: Cambridge University Press; 2014. 395 p.
17. Voinov GN. The new data of tides in the Gulf of Finland in the Baltic Sea. *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*. 2018;(53):83–96. (in Russian)
18. Garrett C. Tidal resonance in Bay of Fundy and Gulf of Maine. *Nature*. 1972;238:441–443. <https://doi.org/10.1038/238441a0>
19. Godin G. On tidal resonance. *Continental Shelf Research*. 1993;13:89–107. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90037-X)
20. Arbic BK, St-Laurent P, Sutherland G, et al. On the resonance and influence of the tides in Ungava Bay and Hudson Strait. *Geophysical Research Letters*. 2007;34: L17606. <https://doi.org/10.1029/2007GL030845>
21. Sutherland G, Garrett C, Foreman M. Tidal resonance in Juan de Fuca Strait and the Strait of Georgia. *Journal of Physical Oceanography*. 2005;35:1279–1286. <https://doi.org/10.1175/JPO2738.1>
22. Medvedev IP, Vilibić I, Rabinovich AB. Tidal resonance in the Adriatic Sea: Observational evidence. *Journal of Geophysical Research — Oceans*. 2020;125(8): e2020JC016168. <https://doi.org/10.1029/2020JC016168>
23. Voinov GN. General characteristics of tides as the base new values of harmonic constants in the Gulf of Finland. *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*. 2019;(56):81–97. <https://doi.org/10.33933/2074-2762-2019-56-81-97> (in Russian)
24. Medvedev IP, Kulikov EA. Extreme Storm Surges in the Gulf of Finland: Frequency-Spectral Properties and the Influence of Low-Frequency Sea Level Oscillations. *Oceanology*. 2021;61(4):459–468. <https://doi.org/10.1134/S0001437021040111>

Об авторе

МЕДВЕДЕВ Игорь Павлович, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией цунами им. академика С.Л. Соловьева ИО РАН, кандидат физико-математических наук, SPIN-код (РИНЦ): 1867-8876, Scopus AuthorID: 55656381400, WoS ResearcherID: L-6118–2013, ORCID: 0000-0003-0748-0062, e-mail: patamates@gmail.com



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-5)

EDN RIMLVR

УДК 551.468

© С. Д. Мартьянов*, А. В. Исаев, А. Ю. Дворников, В. А. Рябченко, 2025

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

*martyanov.sd@gmail.com

Модельная оценка влияния береговых сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, в августе и декабре 2011 года

Статья поступила в редакцию 07.04.2025, после доработки 27.06.2025, принята в печать 28.06.2025

Аннотация

На основе совместной высокоразрешающей численной модели проанализированы изменения в структуре течений и поля ветровых волн в северо-восточной части Невской губы в районе побережья Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга, вызванные наличием береговых сооружений. На примере августа 2011 года показано, что при слабых ветрах различных направлений основной вклад в формирование поля течений вносит р. Нева. Влияние гидротехнических сооружений проявляется в разрушении антициклонического вихря в районе гидротехнического сооружения № 3 и уменьшением скорости течения с 15 до 5 см/с. Для условий декабря 2011 года получено, что при слабых юго-западных и западных ветрах влияние береговых сооружений выражается в том, что при сохранении общей структуры поля течений, наблюдается уменьшение их скорости на 5–10 см/с в районе пляжной зоны парка. При штормовых ветрах западного направления, характерных для конца декабря 2011 года, происходит значительное отклонение стока Невы в южном направлении и уменьшение скорости стокового течения до 20–25 см/с. При этом в районе пляжной зоны формируется течение, направленное вдоль береговой черты с северо-запада на юго-восток. Влияние береговых сооружений сказывается в уменьшении скорости течения на 5 см/с в районе между гидротехническими сооружениями № 2 и № 3, что приводит к формированию застойной зоны. Анализ волнового режима выявил, что береговые сооружения создают зоны волновой тени, существенно снижая высоту волн в непосредственной близости от них, однако защитный эффект ограничен локальными участками. Максимальное снижение волновой активности наблюдается при западных ветрах, минимальное — при южных.

Ключевые слова: численное моделирование, течения, ветровые волны, пляж, речной сток, берегозащитные сооружения, Невская губа, Парк имени 300-летия Санкт-Петербурга

© S. D. Martyanov*, A. V. Isaev, A. Y. Dvornikov, V. A. Ryabchenko, 2025

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

*martyanov.sd@gmail.com

Model Estimate of the Coastal Constructions' Impact on the Hydrodynamic Regime of the Neva Bay Water Area Adjacent to the 300th Anniversary Park of St. Petersburg in August and December 2011

Received 07.04.2025, Revised 27.06.2025, Accepted 28.06.2025

Abstract

Based on a coupled high-resolution numerical model, changes in the current structure and wind wave field in the northeastern part of the Neva Bay adjacent to the 300th Anniversary Park of St. Petersburg caused by coastal hydrotechnical constructions have been analysed. Using August 2011 conditions, it has been shown that under weak winds conditions, the River Neva runoff is the main

Ссылка для цитирования: Мартьянов С.Д., Исаев А.В., Дворников А.Ю., Рябченко В.А. Модельная оценка влияния береговых сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, в августе и декабре 2011 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 60–76. EDN RIMLVR. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-5)

For citation: Martyanov S.D., Isaev A.V., Dvornikov A.Y., Ryabchenko V.A. Model Estimate of the Coastal Constructions' Impact on the Hydrodynamic Regime of the Neva Bay Water Area Adjacent to the 300th Anniversary Park of St. Petersburg in August and December 2011. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):60–76. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-5](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-5)

contributor to the formation of the current field in this region. The influence of coastal constructions is manifested in the destruction of an anticyclonic vortex near the hydrotechnical structure No. 3 and a decrease of current velocity from 15 cm/s to 5 cm/s. For December 2011 conditions, it has been found that under weak southwestern and western winds, the influence of coastal constructions is expressed in a decrease of current velocity by 5–10 cm/s in the beach zone of the park while maintaining the overall structure of the current field. During stormy westerly winds, typical of late December 2011, a considerable southward deflection of the Neva outflow occurs, reducing the outflow current velocity to 20–25 cm/s. At the same time, a current directed along the shoreline from the northwest to the southeast forms in the beach area. The influence of coastal structures in this case leads to a decrease in current velocity by 5 cm/s in the area between hydrotechnical structures No. 2 and No. 3, resulting in the formation of a stagnant zone. Analysis of the wave regime has revealed that coastal constructions create wave shadow zones, thus significantly reducing wave heights in their immediate vicinity, though the protective effect is limited to localised areas. The maximum decrease in wave activity due to the presence of coastal constructions is observed under westerly winds, while the minimum occurs under southerly winds.

Keywords: numerical modelling, currents, wind waves, beach, river runoff, coastal protection structures, Neva Bay, 300th Anniversary Park of St. Petersburg

1. Введение

Невская губа — мелководная восточная часть Финского залива, подверженная значительному влиянию стока р. Невы, сгонно-нагонных явлений, а также антропогенному воздействию. Речной сток формирует здесь устойчивое стоковое течение, направленное с востока на запад, однако ветровое воздействие в отдельные периоды времени может существенным образом исказить эту картину, вызывая сгонно-нагонные явления, относительно высокие ветровые волны и апвеллинги. Кроме того, циркуляция в Невской губе в значительной степени определяется наличием ледяного покрова, существующего здесь обычно с декабря по апрель. Эти факторы существенно влияют на циркуляцию вод, перенос наносов, формирование ветровых волн и экологическое состояние акватории. Акватория Невской губы и ее береговая черта испытывают на себе сильное антропогенное воздействие из-за судоходства, активно развиваемой портовой инфраструктуры и строительства различных гидротехнических сооружений.

Численное моделирование циркуляции и течений в этом районе играет ключевую роль в изучении седиментации, гидрофизических и экологических процессов, и важно для прогнозирования наводнений, оценки переноса загрязнений, управления судоходством и изучения климатических изменений. Математическое моделирование используется также для оценки будущих изменений в Невской губе вследствие изменения климата. Моделирование течений и волновых процессов позволяет оценить воздействие инженерных объектов на гидродинамику и морфодинамику Невской губы, что необходимо для устойчивого управления прибрежными зонами и минимизации негативных последствий антропогенного воздействия. Численное моделирование стало неотъемлемой частью проектирования и строительства гидротехнических сооружений в акватории Невской губы. Особые условия этого водоема — мелководность, интенсивный речной сток, сложный ветровой режим и наличие значительного антропогенного влияния — требуют применения современных методов математического моделирования. Опыт его применения в Невской губе демонстрирует его ключевую роль в обеспечении безопасности гидротехнических сооружений, минимизации экологических рисков, а также оптимизации эксплуатационных расходов.

Ранее было выполнено большое число работ, в разной степени использующих аппарат численных моделей для изучения процессов в Невской губе, как с целью ответа на фундаментальные вопросы, так и нацеленных на конкретные практические приложения. Так, в работе [1] была разработана и верифицирована численная трехмерная модель, позволяющая воспроизводить динамику течений, колебаний уровня и ледовые условия в Невской губе с высоким пространственным разрешением при различных внешних условиях. В последующих работах [2–5] эта модель была детализирована и расширена для описания процесса взмучивания донных осадков с учетом влияния ветрового волнения. Впоследствии данный модельный комплекс использовался для оценки интенсивности эрозии западных берегов острова Котлин [6], а также для изучения загрязнения акватории Невской губы и прибрежных территорий микропластиком [7–8], чему в последние годы стало уделяться много внимания ввиду экологической важности данной проблемы [9].

Для Санкт-Петербурга всегда остро стояла проблема невских наводнений, в связи с чем выполнено большое число работ, посвященных этому вопросу. Например, в работах [10–11] выполнен расчет экстремальных уровней моря в восточной части Финского залива при прохождении циклона над Балтийском морем с использованием модельной системы CARDINAL. Эта же модель использовалась для более детальных оценок рисков, связанных с подъемом уровня в районе г. Сестрорецк [12], для оценки влияния Комплекса защитных сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений на наблюдаемые уровни моря при штормовых нагонах [13], а также для изучения переноса загрязняющих веществ в акватории Невской губы

при маневрировании затворами КЗС [14]. Влияние открытия и закрытия затворов КЗС на уровень моря также рассматривалось в работе [15] с использованием модифицированной модели Невской губы [1]. Таким образом, видно, что численное моделирование является важным инструментом изучения и прогноза различных экологических и гидрологических процессов в Невской губе.

В настоящей работе представлены результаты выполненного модельного исследования, нацеленного на оценку воздействия возведенных в районе пляжа Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга гидротехнических сооружений на локальный гидродинамический режим примыкающей к нему северно-восточной части Невской губы. В работе используется модельная система, представляющая собой объединенную модель циркуляции и ветровых волн, реализованную на сетке высокого пространственного разрешения в исследуемом районе. Отметим, что ранее в работе [16] были получены модельные оценки динамики данного пляжа в виде зон эрозии и аккумуляции донных осадков. Настоящая же работа сфокусирована на оценке изменений в характеристиках течений и параметрах ветрового волнения, произошедших вследствие изменения конфигурации береговой черты, при различных внешних воздействиях в рассматриваемой акватории.

2. Материалы и методы

Оценка влияния гидротехнических сооружений на гидродинамический режим рассматриваемой части Невской губы была выполнена путем проведения численных экспериментов на совместной математической модели Невской губы с современной конфигурацией береговой черты с учетом и без учета наличия береговых конструкций. Комбинированная модель Невской губы, использованная в настоящей работе, состоит из двух основных блоков: блока расчета циркуляции и блока расчета ветровых волн, характеристики каждого из которых рассматриваются ниже.

2.1. Модель циркуляции

Расчеты уровня моря и скоростей течений были выполнены с использованием трехмерной гидродинамической модели Невской губы, ранее использовавшейся в работах [1–8] и прошедшей всестороннюю калибровку и верификацию. Модель циркуляции Невской губы основана на трехмерной модели общей циркуляции океана Принстонского Университета (Princeton Ocean Model, POM) [17], использующей в качестве вертикальной σ -координату. Исследуемая область включает всю акваторию Невской губы. Восточная граница расчетной области проходит по меридиану $30^{\circ}15'2''$ в.д. и включает в себя дельту р. Нева, а западная граница ограничена КЗС. В горизонтальной плоскости используется неравномерная пространственная сетка с шагом по горизонтали от 200 м на западной границе области до менее чем 20 м в районе Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга (рис. 1). Число узлов сетки по X-координате (с запада на восток) равно 500, по Y-координате (с юга на север) — 300, число равномерно расположенных σ -уровней — 5. Максимальная глубина в модельном домене составляет 15 м, минимальная — 0,2 м (рис. 2).

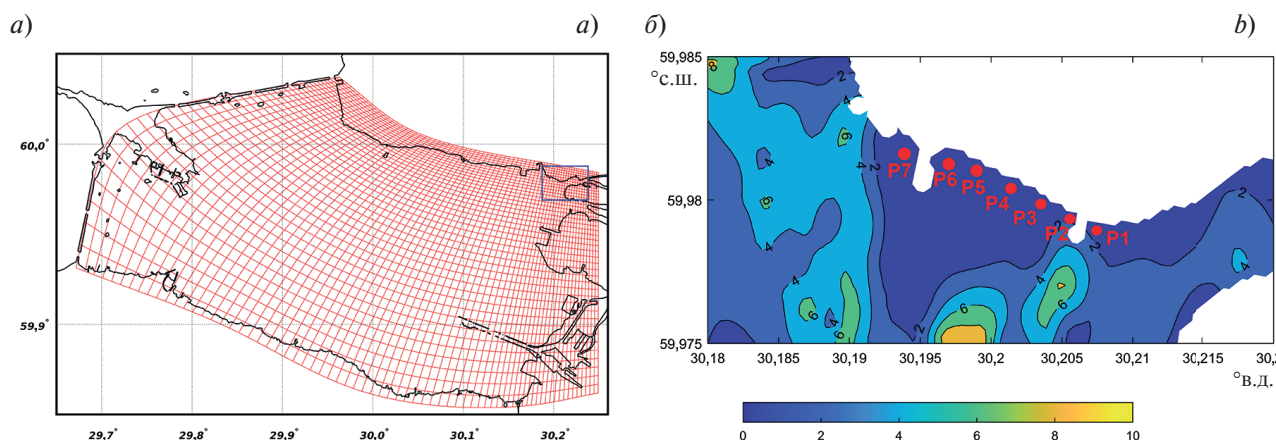


Рис. 1. Модельная область и горизонтальная расчетная сетка модели (а); поле глубин (м) в исследуемом северо-восточном районе Невской губы с положением точек для анализа временного хода высот ветровых волн (б)

Fig. 1. Model domain and horizontal computational grid (a); depths (in metres) in the study area of the north-eastern region of the Neva Bay, and the locations of points chosen for the analysis of the significant wave height time-series (b)

2.2. Модель ветровых волн

Расчет параметров ветрового волнения проводился с использованием модели ветрового волнения SWAN, разработанной специально для описания ветровых волн в шельфовых и мелководных прибрежных районах со сложной конфигурацией береговой черты [18]. Данная модель ранее успешно применялась для моделирования ветрового волнения в Невской губе и восточной части Финского залива [3–6]. SWAN является моделью ветровых волн третьего поколения, учитывающей такие физические механизмы, как рост волн под действием ветра, обрушение волн на мелководье, рефракцию волн, наличие фонового течения и колебаний уровня, придонное трение, образование барашков, нелинейное волновое взаимодействие (квадрупольное и трехволновое взаимодействие), дифракцию волн, наличие подсеточных препятствий, подъем уровня воды вследствие нелинейного взаимодействия волн, а также диссипацию волновой энергии вследствие турбулентной вязкости, донного осадочного слоя и наличия в воде растительности. В основе модели SWAN лежит численное решение уравнения эволюции спектральной плотности волнового действия с учетом указанных выше источников и стоков волновой энергии. В настоящей работе расчеты по модели SWAN выполнялись для всей исследуемой области, показанной на рис. 1.

2.3. Условия расчетов

С целью рассмотреть потенциальные изменения гидрологических характеристик в различающихся условиях, нами были выбраны август и декабрь 2011 года для последующего анализа результатов моделирования. В течение августа над Невской губой отмечались слабые ветра, тогда как декабрь характеризовался штормовыми условиями. Данные периоды расчета были выбраны, основываясь на необходимости выполнения оценки влияния наличия береговых гидротехнических сооружений на циркуляцию и ветровое волнение в исследуемом районе как при слабых ветрах, так и при штормовых условиях над акваторией Невской губы. Основной задачей было определить влияние береговых гидротехнических сооружений в условиях, близких к экстремальным для данного района, вместе с тем по возможности обеспечивая реалистичность внешних воздействий. Исходя из этого, нами был выбран декабрь 2011 года, так как 26–28 декабря над Санкт-Петербургом проходили два сильных атлантических циклона — Патрик (Patrick) и Квирин (Quirin), с порывами ветра до 25–30 м/с. Данная метеорологическая ситуация, приведшая к значительному подъему уровня и наводнению в Санкт-Петербурге, была взята нами как основной сценарий расчетов. Вместе с тем, август 2011 года был выбран нами как время относительно слабых ветров и относительно высокого (в годовом цикле) речного стока реки Невы. Для рассматриваемых в работе периодов мы также использовали натурные данные по уровню моря на КЗС, которые, к сожалению, были недоступны для других периодов. По данным спутниковых наблюдений с сайта картографического сервиса Мультимапс (<https://multimaps.ru/>, дата обращения 17.06.2025), в декабре 2011 года лед в Невской губе появился сравнительно поздно (конец месяца), поэтому представляется вполне обоснованным рассматривать этот период в качестве рабочего для расчета циркуляции и ветрового волнения в штормовых условиях для оценки изменений в картине течений и параметрах ветрового волнения в экстремальных условиях.

При проведении расчетов использовались следующие исходные данные:

- данные об уровне моря на посту Кронштадт (Copernicus Marine Data Store, <https://resources.marine.copernicus.eu>, дата обращения 05.09.2021);
- архив реанализа полей метеорологических характеристик ERA5 (ECMWF Reanalysis v5, <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>, дата обращения 05.09.2021);
- данные по уровню воды на КЗС за рассматриваемые периоды (Для редакции: Ссылки здесь нет — данные были предоставлены сторонней организацией и не находятся в публичном доступе);
- данные по расходу Невы (Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов, <https://gmvo.skniivh.ru/>, дата обращения 05.09.2021);
- параметры береговых гидротехнических сооружений (ГТС). ГТС № 1: длина 80 м, ширина 50–100 м; ГТС № 2: длина 190 м, ширина 70–120 м; ГТС № 3: длина 130 м, ширина 70–120 м.

На открытой западной границе области задавались ежечасные значения уровня моря. Температура и соленость принимались постоянными и равными начальным значениям. На восточной границе области задавалась постоянная во времени температура речных вод, равная +17 °С в августе и +2 °С в декабре, и распределенный по рукавам расход Невы в соответствии с процентным соотношением, представленным в [19].

На границе с атмосферой задавались ежечасные поля основных метеорологических параметров (атмосферное давление, температура воздуха, относительная влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность, количество осадков), взятых из реанализа ERA5.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Анализ влияния береговых сооружений на режим течений в районе побережья Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга

Гидродинамический режим на акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, формируется в результате взаимодействия стоковых течений, вызванных рукавами реки Невы — Большой и Средней Невкой, с ветровыми течениями, возникающими на акватории Невской губы под действием ветрового поля. Для оценки влияния береговых сооружений на гидродинамический режим данной акватории нами выполнялся анализ осредненных по времени рассчитанных течений. Периоды осреднения выбирались таким образом, чтобы в данный период направление ветра существенным образом не менялось. Для синоптических условий августа и декабря 2011 года были выбраны следующие периоды, в зависимости от преобладающего направления ветра (рис. 2):

- 1) 18–19 августа, когда преобладал ветер западных направлений со скоростью 2–8 м/с;
- 2) 21–23 августа, характеризующийся восточными ветрами со скоростью 1–5 м/с;
- 3) 26–27 августа, с преобладанием ветров юго-западного направления со скоростью 1–5 м/с.
- 4) 18–19 декабря, с преобладанием восточных и юго-восточных ветров со скоростью 5–9 м/с;
- 5) 23–25 декабря, характеризующийся юго-западным ветром со скоростью от 3–10 м/с;
- 6) 26–28 декабря, период штормовых условий с западными ветрами со скоростью 10–15 м/с.

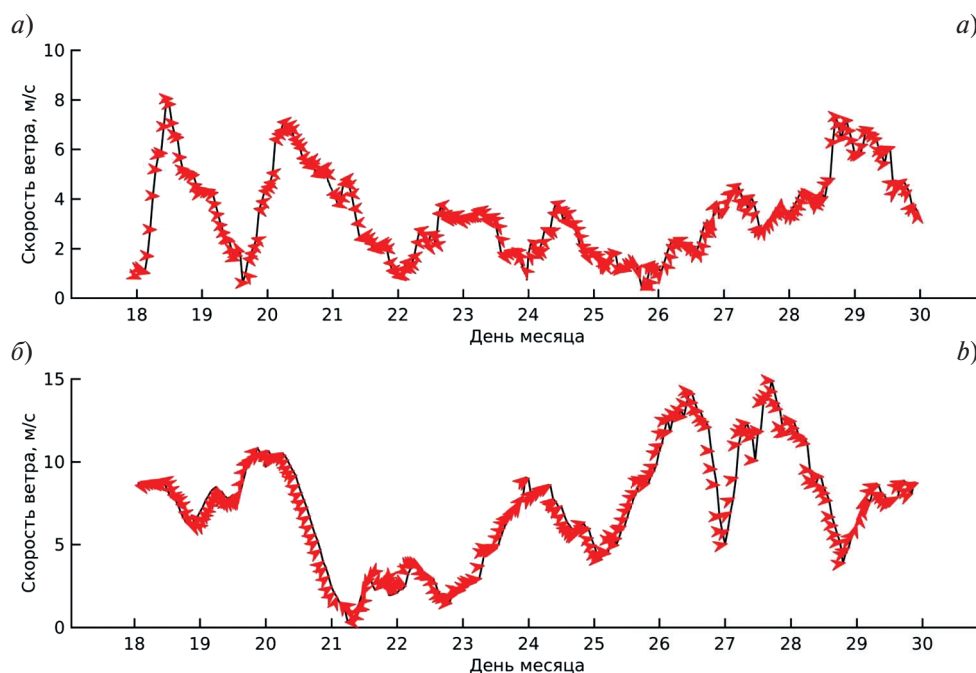


Рис. 2. Временной ход скорости и направления ветра над акваторией Невской губы в августе (а) и декабре (б) 2011 года

Fig. 2. Time-series of wind speed and direction over the Neva Bay in August (a) and December (b) 2011

Пример рассчитанных и осредненных по глубине скоростей течений, осредненных за период 26–27 августа 2011, для случаев наличия и отсутствия береговых сооружений, представлен на рис. 3.

При слабых ветрах различных направлений, которые характерны для августа 2011 года, основной вклад в формирование поля течений вносит сток Невы. Как видно на рис. 3, в районе исследований наблюдается ярко-выраженная струя стока Невы, которая располагается южнее пляжа Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга. Данная картина прослеживается во всех полученных результатах. Скорость течения на оси стокового течения составляет от 50 до 80 см/с. Между стоковым течением и береговой линией в районе пляжа наблюдаются слабые течения со скоростью 5–15 см/с, направленные в сторону берега. Также можно отметить формирование антициклонической завихренности в районе третьего гидротехнического сооружения (ГТС № 3). Сравнительный анализ полей течений, рассчитанных для случая с наличием и без

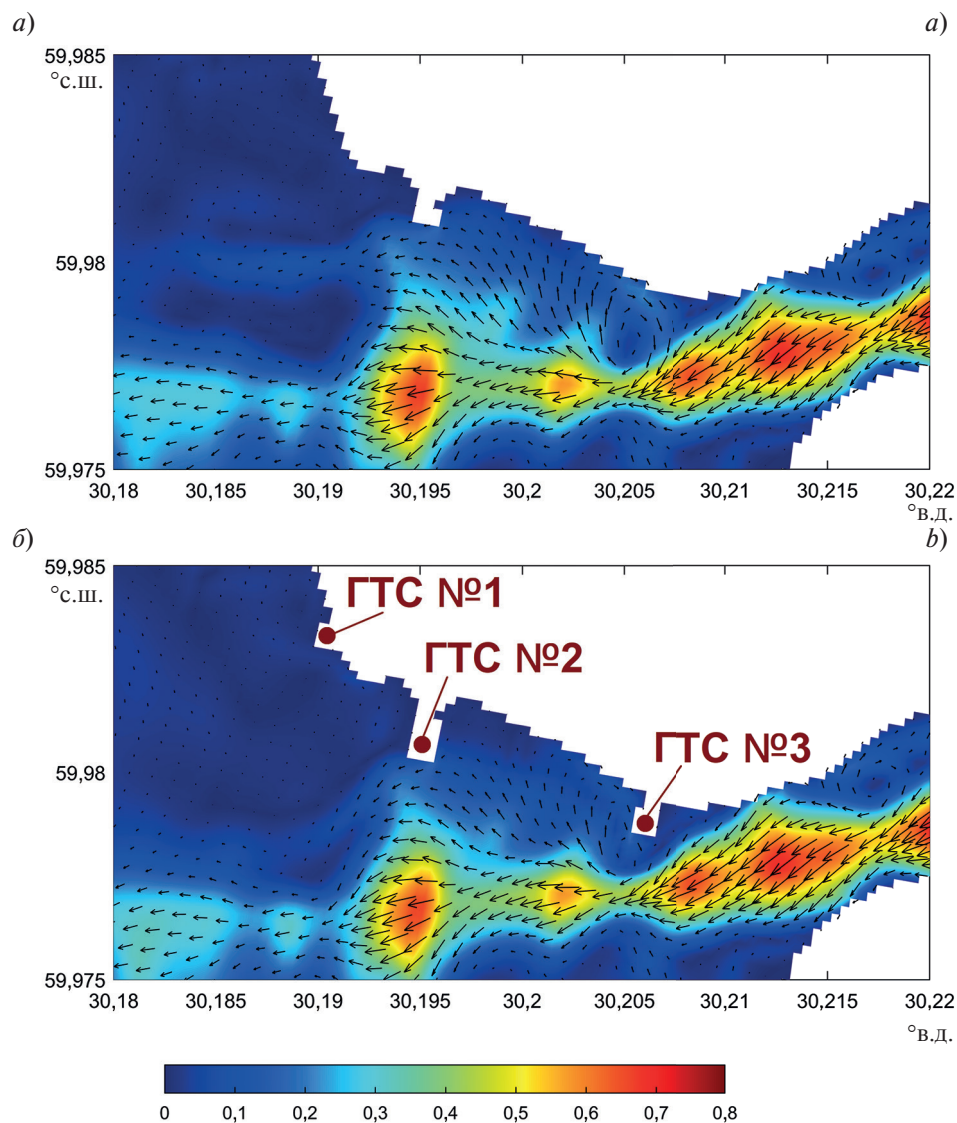


Рис. 3. Осредненные за период 26–27 августа 2011 года смоделированные течения (осредненные по глубине) для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений. Цветом показан модуль скорости, м/с; стрелками — направления

Fig. 3. Modelled depth-averaged currents averaged for the period of 26–27 August 2011 for the cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions. The colour shows the velocity module, m/s; arrows show the current direction

наличия береговых сооружений, показал, что наблюдается лишь незначительное влияние гидротехнических сооружений на направление скорости течений в районе побережья Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга. Наибольшее влияние гидротехнических сооружений проявляется в разрушении антициклонического вихря в районе ГТС № 3 с уменьшением скорости течения с 15 см/с до 5 см/с, а также в образовании застойной зоны с восточной стороны сооружения. Кроме того, влияние гидротехнических сооружений сказывается на возникновении застойной зоны со скоростями течений меньше 5 см/с, направленной от берега в сторону моря в районе ГТС № 2, как с западной, так и с восточной стороны от него.

В отличие от рассмотренной ситуации в августе 2011 года, когда за счет слабых ветров различных румбов основной вклад в формирование течений вносит сток Невы, при сильных ветрах декабря 2011 года значительный вклад вносит дрейфовая компонента, вызванная воздействием ветра. В период 18–19 декабря, когда наблюдались ветра восточных и юго-восточных направлений со средней скоростью 5–9 м/с, основной сток Невы под действием ветра сместился к береговой черте. Скорость течения на оси при этом

составляла 30–35 см/с, а в районе пляжа Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга уменьшалась от 20 см/с в мористой части и до 5 см/с у береговой черты (рис. 4). Влияние береговых сооружений при данной синоптической ситуации выражается в том, что при сохранении общей структуры поля течений, наблюдается уменьшение скорости на 5–10 см/с в районе пляжной зоны парка между ГТС № 2 и № 3.

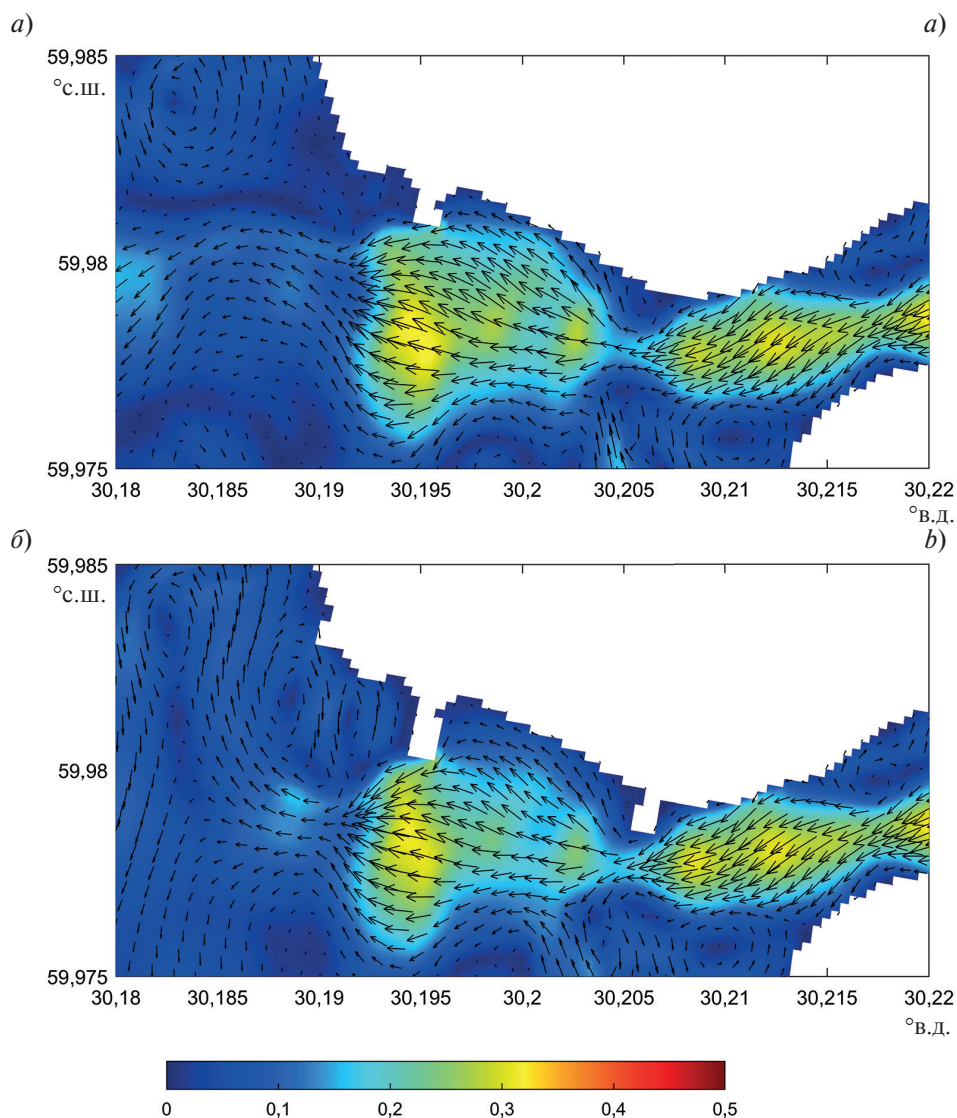


Рис. 4. Осредненные за период 18–19 декабря 2011 года смоделированные течения (осредненные по глубине) для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений. Цветом показан модуль скорости, м/с; стрелками — направления

Fig. 4. Modelled depth-averaged currents averaged for the period of 18–19 December 2011 for the cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions. The colour shows the velocity module, m/s; arrows show the current direction

При юго-западных ветрах силой 3–10 м/с дрейфовые течения при взаимодействии со стоком Невы формируют картину течений, которая характеризуется смещением основной струи стока к югу и уменьшением скорости течения в ней до 20–25 см/с, а также формированием антициклонического вихря в районе пляжной зоны (рис. 5). В данном случае влияние береговых сооружений сказывается в уменьшении интенсивности течений в этом антициклоническом вихре, который располагается между ГТС № 2 и № 3, в среднем на 5 см/с.

Усиление западного ветра до штормового над акваторией Невской губы, как показали результаты для 26–28 декабря 2011 года, приводит к значительному отклонению стока Невы в южном направлении и уменьшению скорости стокового течения до 20–25 см/с (рис. 6). При этом в районе пляжной зоны фор-

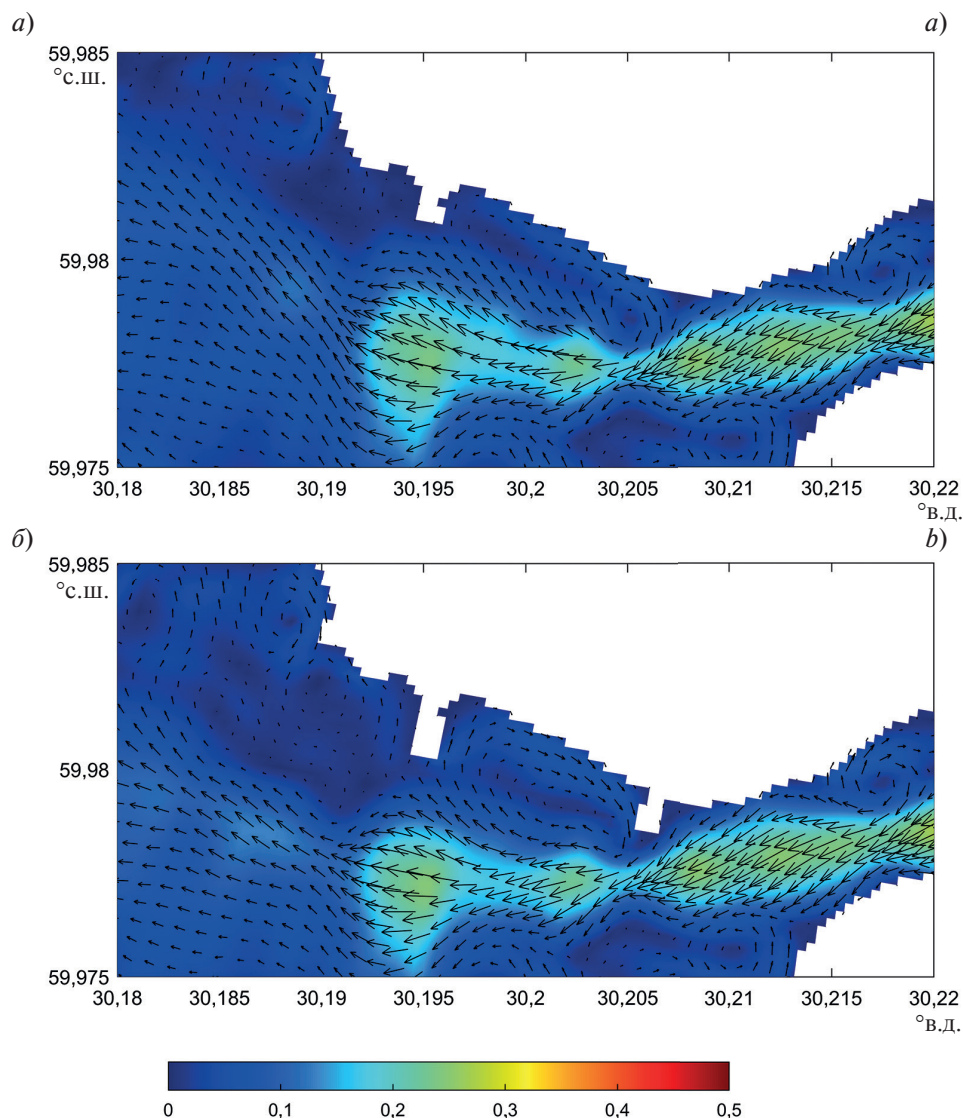


Рис. 5. Осредненные за период 23–25 декабря 2011 года смоделированные течения (осредненные по глубине) для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений. Цветом показан модуль скорости, м/с; стрелками — направления

Fig. 5. Modelled depth-averaged currents averaged for the period of 23–25 December 2011 for the cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions. The colour shows the velocity module, m/s; arrows show the current direction

мируется течение, направленное вдоль береговой черты с северо-запада на юго-восток. Скорости течений уменьшаются от 15 см/с в мористой зоне до 2 см/с у берега. При данной синоптической ситуации, влияние береговых сооружений сказывается в уменьшении скорости течения на 5 см/с в районе между ГТС № 2 и № 3, что приводит к формированию застойной зоны к востоку от ГТС № 2.

Результаты расчетов показали, что ГТС № 1 не оказывает заметного влияния на гидродинамический режим рассматриваемой части Невской губы.

3.2. Анализ влияния береговых сооружений на характеристики ветровых волн в районе побережья Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга

Как и для анализа скоростей течений, рассматриваемые в настоящей работе периоды были выбраны с целью продемонстрировать влияние как относительно спокойных, так и штормовых условий, на волновое поле в исследуемой акватории вблизи Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга. Ниже представлены

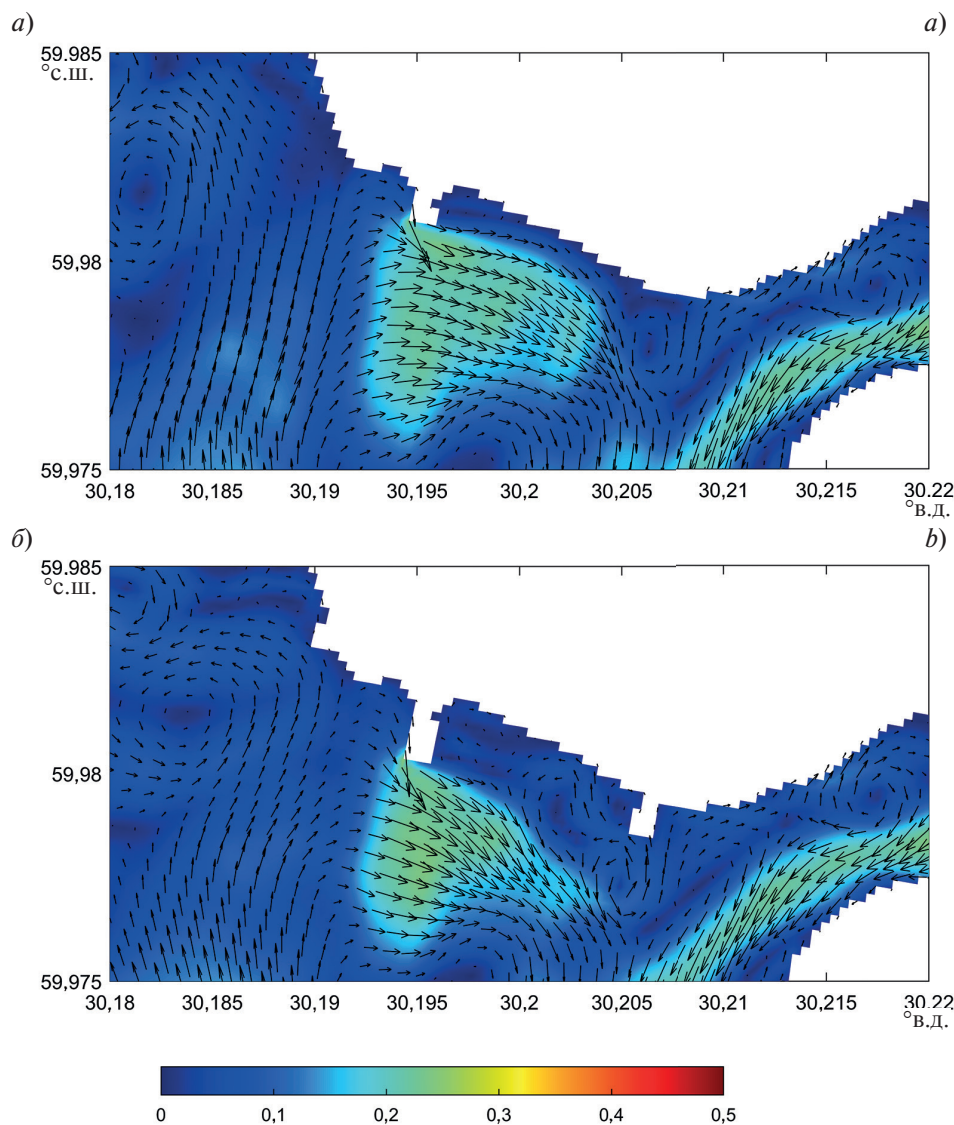


Рис. 6. Осредненные за период 26–28 декабря 2011 года смоделированные течения (осредненные по глубине) для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений. Цветом показан модуль скорости, м/с; стрелками — направления

Fig. 6. Modelled depth-averaged currents averaged for the period of 26–28 December 2011 for the cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions. The colour shows the velocity module, m/s; arrows show the current direction

пространственные распределения высоты значительных волн (высоты характерных волн) в разные моменты времени, а также временной ход значительной высоты ветровых волн в отдельных точках, расположенных вдоль побережья рассматриваемого района (см. рис. 1, б). Напомним, что значительная высота волн, или высота значительных волн (от *англ.* significant wave height), также называемая высотой характерных волн, — это средняя высота волны применительно к трети самых высоких волн за период наблюдения.

Как и для случая расчета и анализа циркуляции, расчет характеристик ветровых волн выполнялся для всей акватории Невской губы, с дальнейшим подробным анализом их распределения в рассматриваемом районе, с учетом наличия и отсутствия береговых сооружений. Из физико-географического положения рассматриваемого района, расположенного в северо-восточной части Невской губы, очевидно, что наибольшие высоты волн здесь должны наблюдаться при сильных ветрах с направлениями от южного до западного, так как в этих случаях разгон волн будет максимальным. Напротив, ветра северных и восточных направлений вызывают значительно более слабое волнение в этом районе. С точки зрения оценки эффек-

тивности гидротехнических сооружений для защиты берега пляжа от эрозии под действием ветровых волн, целесообразно обращать особое внимание на случаи сильного волнения, способного привести к взмучиванию донных осадков с их последующим переносом течениями.

Вторая половина августа 2011 года характеризовалась относительно слабыми ветрами, со скоростью в среднем 2–5 м/с, в результате чего высоты значительных волн колебались в пределах 0–30 см, в зависимости от направления ветра и времени его действия. Наблюдались и отдельные моменты усиления ветра до 8 м/с. Высоты значительных волн в отдельные моменты достигали 40–50 см при западном ветре скоростью около 8 м/с (рис. 7). При этом ветер с той же скоростью, но с преобладанием восточного направления, не приводит к появлению сколь-либо значительных волн вблизи берега. Отметим также наличие зоны волновой тени, создаваемой гидротехническими сооружениями. При изменении направления ветра с западного на юго-западное и южное установлено, что береговые сооружения не вносят существенного вклада в защиту побережья пляжа от волн.

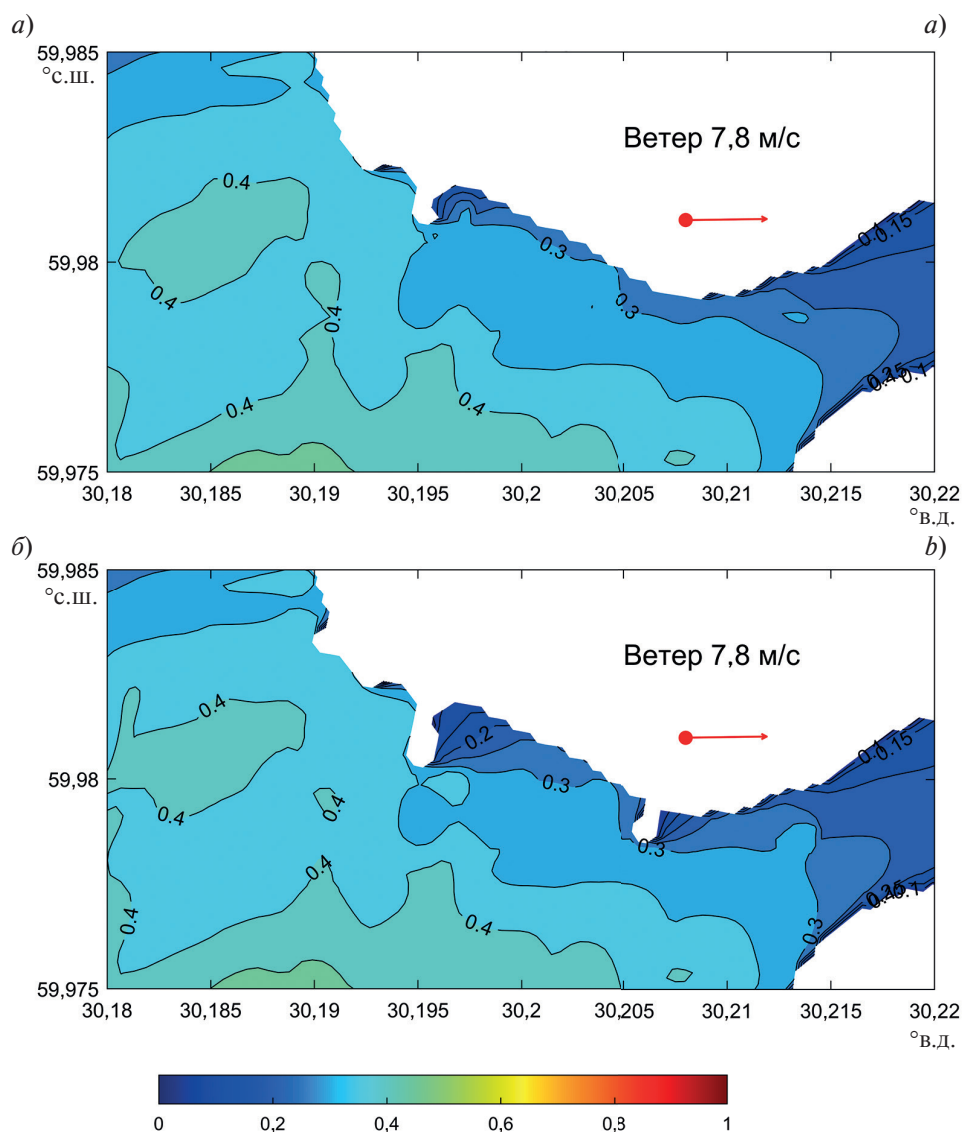


Рис. 7. Пространственное распределение рассчитанной высоты значительных волн (в метрах) на 18 августа 2011 года для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений

Fig. 7. Spatial distribution of modelled significant wave height (in metres) on 18 August 2011 for cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions

В рассмотренных нами случаях гидротехнические сооружения обеспечивают защиту от ветровых волн только некоторой части пляжа, расположенной между ГТС № 2 и ГТС № 3. Это также следует из представленного на рис. 8 временного хода высоты волн в обозначенных точках (см. рис. 1, б) вдоль побережья.

Лишь в точках Р1 и Р6, расположенных с восточной стороны сооружений, заметно существенное уменьшение высоты волн. В остальных же точках уменьшение высоты волн значительно менее выражено. Учитывая, что наиболее опасными ветрами с точки зрения генерации высоких волн в данном районе являются ветра западных и южных направлений (со всеми промежуточными направлениями), полученный результат означает, что рассматриваемые береговые сооружения могут обеспечить защиту от опасных волн в непо-

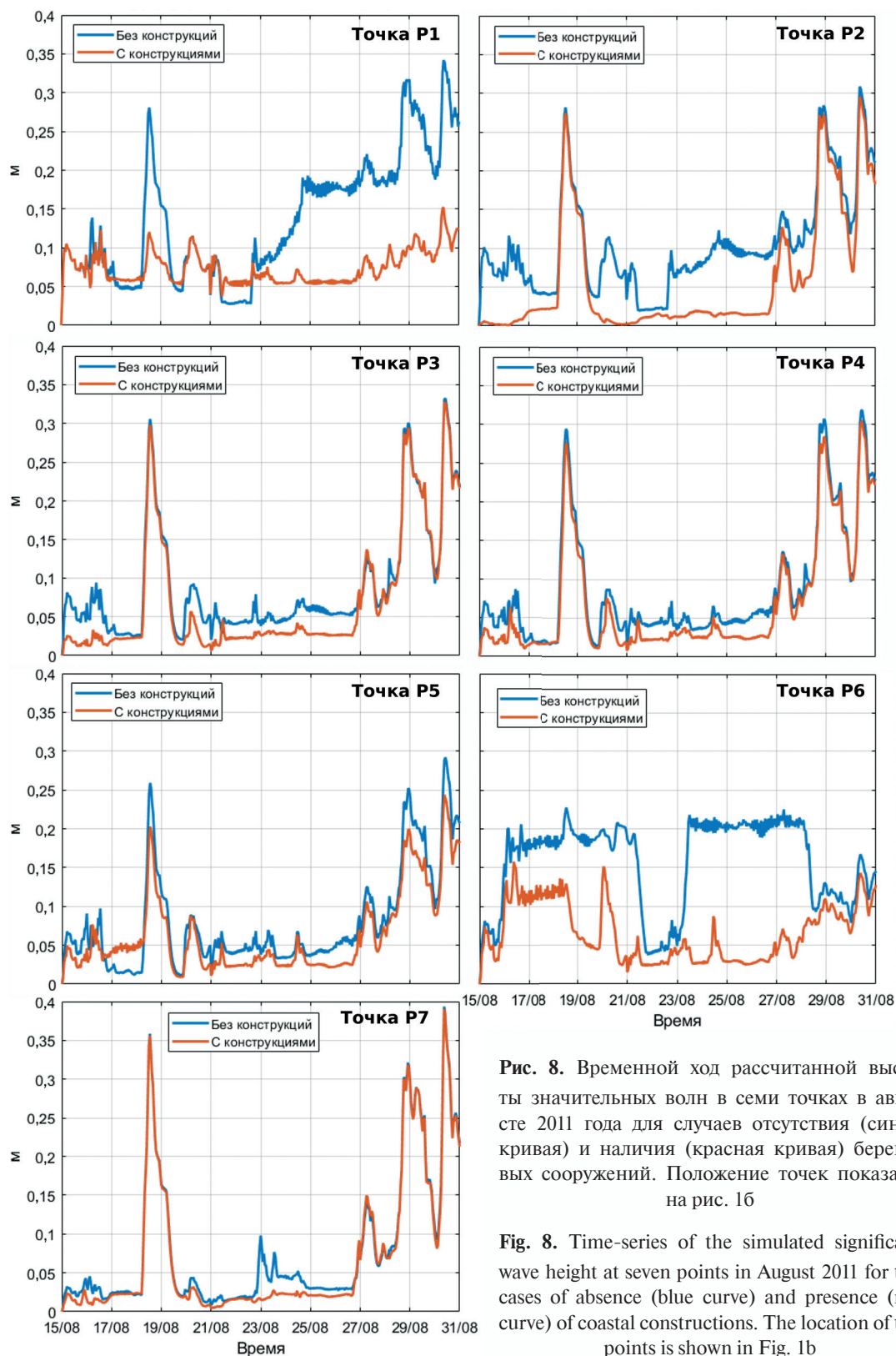


Рис. 8. Временной ход рассчитанной высоты значительных волн в семи точках в августе 2011 года для случаев отсутствия (синяя кривая) и наличия (красная кривая) береговых сооружений. Положение точек показано на рис. 1б

Fig. 8. Time-series of the simulated significant wave height at seven points in August 2011 for the cases of absence (blue curve) and presence (red curve) of coastal constructions. The location of the points is shown in Fig. 1b

средственной близости от них, например, с подветренной стороны при западном ветре (точки P1 и P6). В более удаленных точках между сооружениями (точки P2–P5), существенного уменьшения высоты волн за рассматриваемый период не происходит.

Рассмотрим теперь более показательный с точки зрения волнового воздействия пример, а именно вторую половину декабря 2011 года, когда в регионе наблюдались значительные скорости ветра. На этот период приходится прохождение через Санкт-Петербург атлантических циклонов Патрик и Квирин с зарегистрированными порывами ветра до 25–30 м/с, что вызвало наводнение 27–28 декабря, 309-е по счету в Санкт-Петербурге. На рис. 9–10 представлено пространственное распределение высот значительных волн на 20 и 27 декабря, причем на последнем рисунке показана штормовая ситуация, при которой высота волн в Невской губе была максимальной за рассматриваемый период.

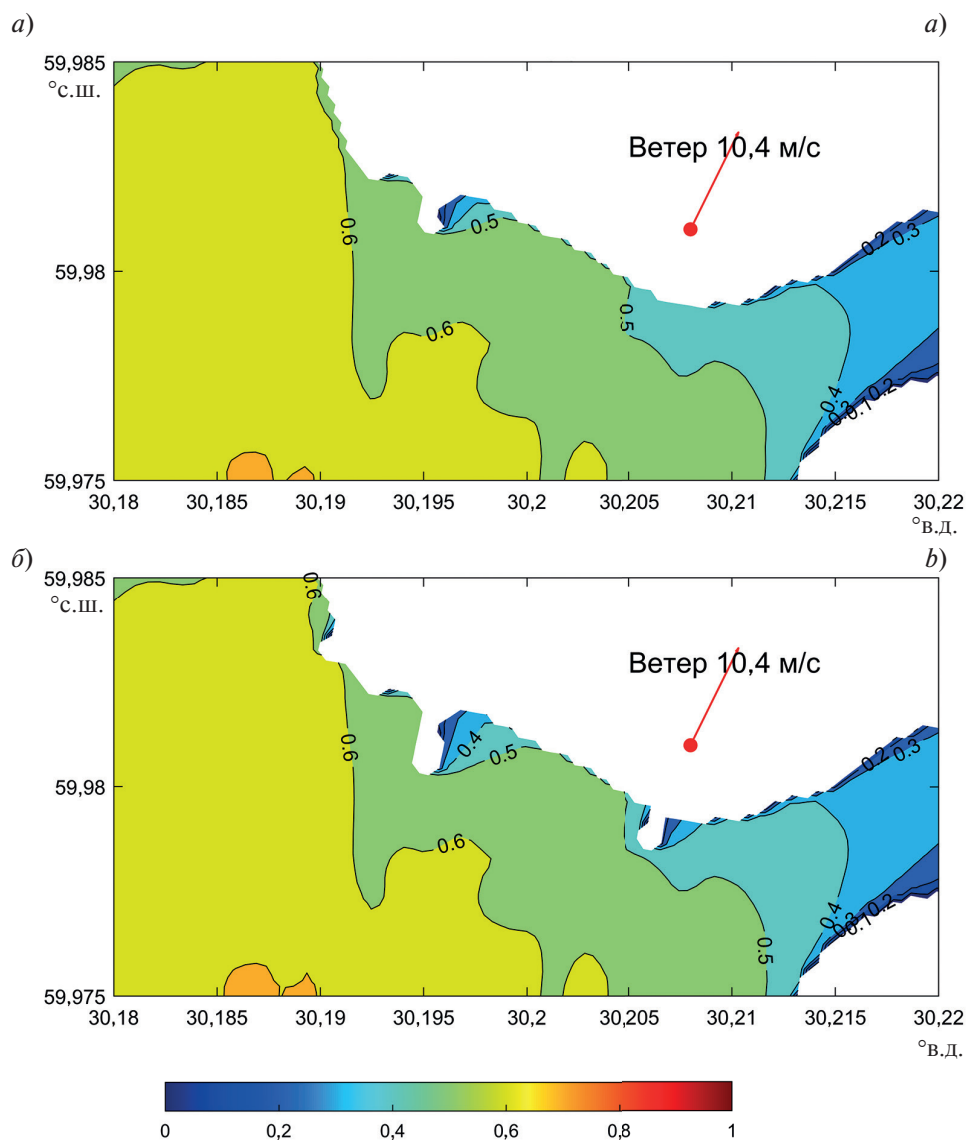


Рис. 9. Пространственное распределение рассчитанной высоты значительных волн (в метрах) на 20 декабря 2011 года для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений

Fig. 9. Spatial distribution of modelled significant wave height (in metres) on 20 December 2011 for cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions

Несмотря на то, что скорость ветра и высоты волн в декабре 2011 года были значительно больше, чем в августе, сделанные ранее основные выводы по влиянию гидротехнических сооружений на волновое поле вблизи побережья Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга остаются прежними. Текущий размер

и конфигурация сооружений не обеспечивают полной защиты берега на всем его протяжении от ветровых волн, способных привести к эрозии и размыву побережья пляжа. Более подробно влияние береговых сооружений на высоту волн в непосредственной близости от берега видно на рис. 11. В случае ветров западных направлений ГТС № 2 и № 3 создают зону волновой тени, защищающей побережье от волн с подветренной стороны.

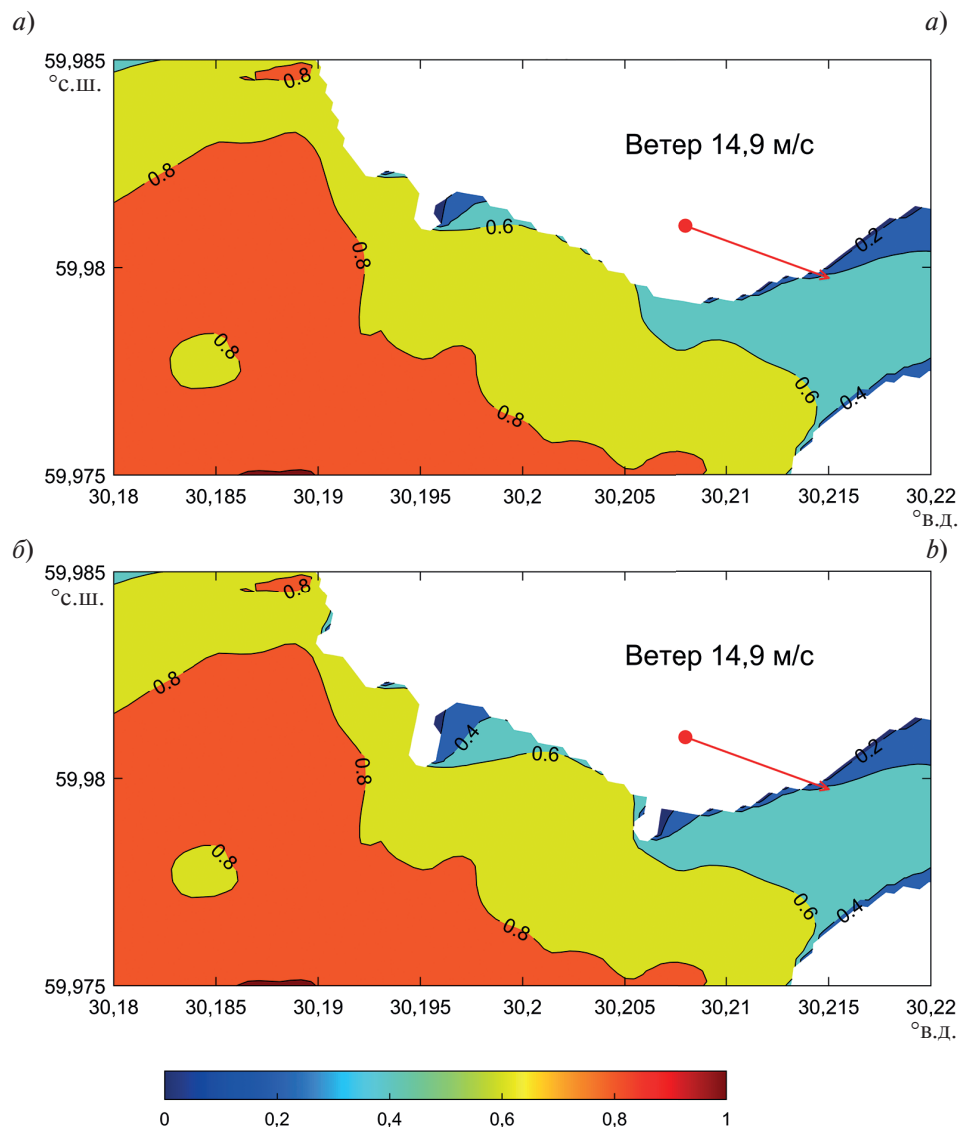


Рис. 10. Пространственное распределение рассчитанной высоты значительных волн (в метрах) на 27 декабря 2011 года для случаев отсутствия (а) и наличия (б) береговых сооружений

Fig. 10. Spatial distribution of modelled significant wave height (in metres) on 27 December 2011 for cases of absence (a) and presence (b) of coastal constructions

Следует отметить, что полученный временной ход высоты волн для обоих месяцев 2011 года относится к точкам, расположенным в непосредственной близости от побережья, но настолько близко, насколько это позволяет пространственное разрешение численной модели. Учитывая малые глубины в этом районе, высокие волны здесь будут испытывать интенсивное обрушение, как при наличии гидротехнических сооружений, так и без них. На рис. 9–10, например, видно, что наличие береговых сооружений хоть и не позволяет полностью защитить пляж от воздействия волн посредством создания зоны волновой тени, но протяженность этой зоны в сторону более мористой части области возрастает при наличии этих сооружений.

Особенно хорошо это просиживается для ГТС № 2. Это, безусловно, оказывает влияние на взмучивание донных осадков в этой области, уменьшая ее интенсивность, что, в конечном итоге, скажется и на транспорте взвешенных частиц, и, как следствие, на заносимости побережья. Однако данный вопрос требует более детального рассмотрения с привлечением литодинамической модели, позволяющей воспроизводить этот процесс явно.

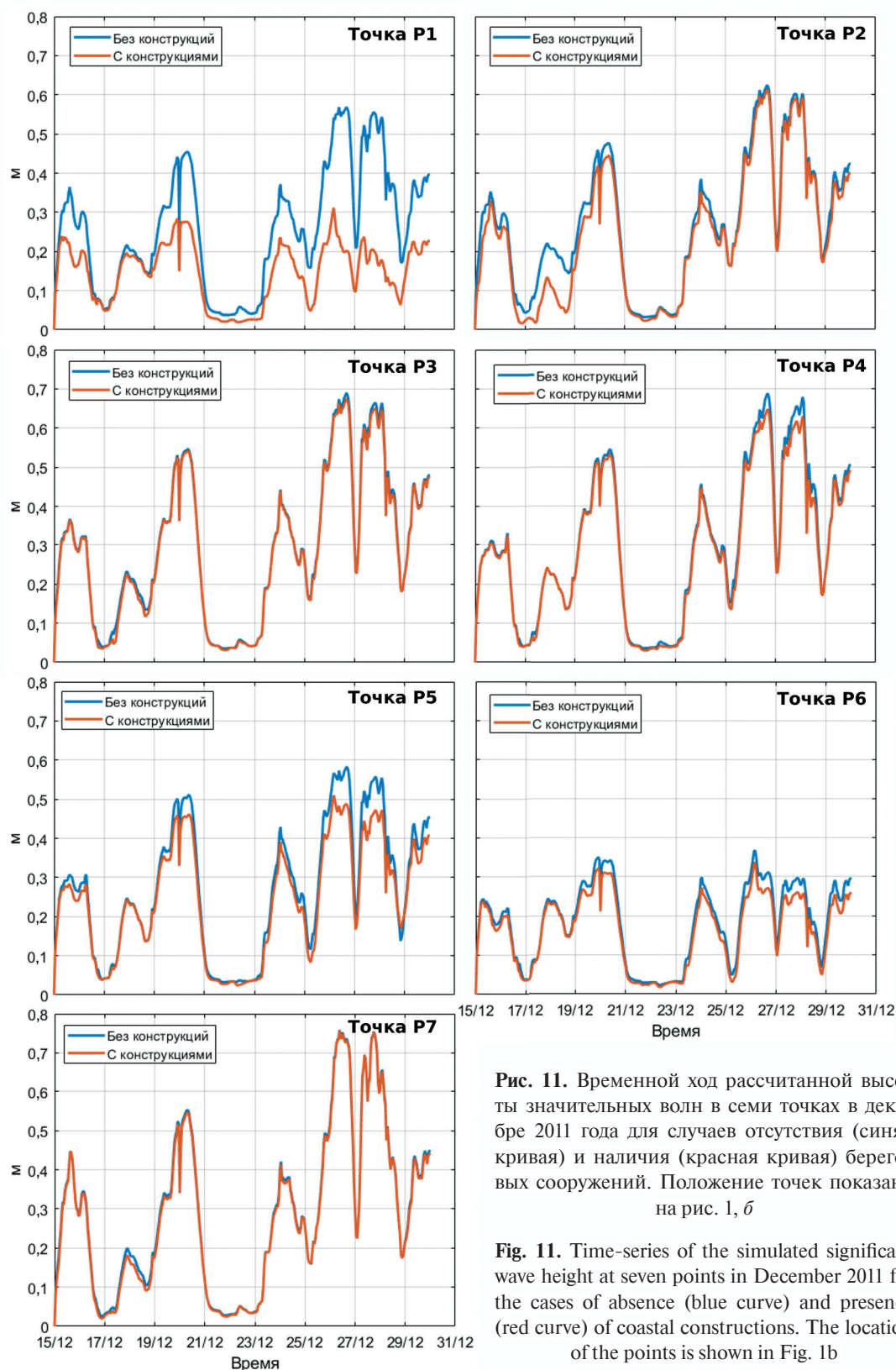


Рис. 11. Временной ход рассчитанной высоты значительных волн в семи точках в декабре 2011 года для случаев отсутствия (синяя кривая) и наличия (красная кривая) береговых сооружений. Положение точек показано на рис. 1, б

Fig. 11. Time-series of the simulated significant wave height at seven points in December 2011 for the cases of absence (blue curve) and presence (red curve) of coastal constructions. The location of the points is shown in Fig. 1b

4. Заключение

В настоящей работе приводятся результаты изучения влияния береговых сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к Парку имени 300-летия Санкт-Петербурга, для августа и декабря 2011 года посредством математического моделирования. Расчеты проводились с использованием высокоразрешающей гидродинамической модели Невской губы, основанной на трехмерной модели общей циркуляции океана Принстонского университета. Для моделирования ветровых волн использовалась модель SWAN. На основе анализа результатов численных экспериментов можно сделать следующие выводы.

1. На примере августа 2011 года показано, что при слабых ветрах различных направлений основной вклад в формирование поля течений вносит река Нева. Влияние гидротехнических сооружений при этом проявляется в разрушении антициклонического вихря в районе ГТС № 3 и уменьшением скорости течения с 15 до 5 см/с для рассматриваемого периода.

2. Для условий декабря 2011 года получено, что при юго-западных и западных ветрах влияние береговых сооружений выражается в том, что при сохранении общей структуры поля течений, наблюдается уменьшение их скорости на 5–10 см/с в районе пляжной зоны парка между ГТС № 2 и № 3. При юго-западных ветрах силой 5–12 м/с дрейфовые течения при взаимодействии со стоком Невы формируют картину течений, которая характеризуется смещением основной струи стока к югу и уменьшением скорости течения в ней до 20–25 см/с. Обнаружено разрушение существовавшего там ранее антициклонического вихря при наличии ГТС № 3 с уменьшением скорости течения с 15 до 5 см/с при юго-западных ветрах силой 5–12 м/с.

3. При штормовых ветрах западного направления, характерных для конца декабря 2011 года, происходит значительное отклонение стока Невы в южном направлении и уменьшение скорости стокового течения до 20–25 см/с. При этом в районе пляжной зоны формируется течение, направленное вдоль береговой черты с северо-запада на юго-восток. Скорости течений уменьшаются от 15 см/с в мористой зоне до 2 см/с у берега. Влияние береговых сооружений при этом сказывается в уменьшении скорости течения на 5 см/с в районе между ГТС № 2 и № 3, что приводит к формированию застойной зоны к востоку от ГТС № 2.

4. С точки зрения генерации высоких волн, наиболее опасными являются ветра западных и южных направлений. Влияние гидротехнических сооружений проявляется в создании зоны волновой тени поблизости от сооружений с подветренной стороны. Наиболее существенное снижение высоты значительных волн (до 50 %) происходит в расчетных точках P1 и P2 вблизи ГТС № 3, а также P6 вблизи ГТС № 2. В расчетных точках P3–P5 снижение высоты волн менее существенно (5–10 %).

5. Наличие волновой тени от сооружений будет влиять на взмучивание донных осадков, транспорт взвешенных наносов и, как следствие, на заносимость побережья. Для оценки этого влияния требуются дополнительные исследования с использованием математической модели литодинамики побережья.

6. ГТС № 1, в силу своего местоположения, не оказывает заметного влияния на гидродинамический и волновой режим Невской губы в районе Парка имени 300-летия Санкт-Петербурга.

Финансирование

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

Funding

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

Литература

1. Ryabchenko V., Dvornikov A., Haapala J., Myrberg K. Modelling ice conditions in the easternmost Gulf of Finland in the Baltic Sea // *Continental Shelf Research*. 2010. Vol. 30. P. 1458–1471. EDN MXNRFJ.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.006>
2. Мартыанов С.Д., Рябченко В.А., Рыбалко А.Е. Моделирование процесса взмучивания донных осадков в Невской губе // *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. 2011. Т. 20. С. 13–26. EDN ONOEXB.
3. Мартыанов С.Д., Рябченко В.А. Воспроизведение взмучивания и переноса донных осадков в Невской губе на основе трехмерной модели циркуляции // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. Т. 6, № 4. С. 32–43. EDN. SCDDDP.

4. Martyanov S. Modeling of sediment resuspension in Neva Bay during strong wind events // IEEE/OES Baltic Symposium 2014 'BALTIC'. 2014. P. 1–5. EDN UFYRGH. <https://doi.org/10.1109/BALTIC.2014.6887882>
5. Martyanov S., Ryabchenko V. Bottom sediment resuspension in the easternmost Gulf of Finland in the Baltic Sea: A case study based on three-dimensional modeling // Continental Shelf Research. 2016. Vol. 117. P. 126–137. EDN WQQPKP. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.011>
6. Ryabchenko V.A., Leontyev I.O., Ryabchuk D.V. et al. Mitigation measures of coastal erosion on the Kotlin Island's shores in the Gulf of Finland, the Baltic Sea // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018, Т. 11, № 2. С. 36–50. EDN UQEB SG. <https://doi.org/10.7868/S207366731802003X>
7. Мартыанов С.Д., Рябченко В.А., Еришова А.А., Ерёмкина Т.Р., Мартин Г. К оценке распространения микропластика в восточной части Финского залива // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 4. С. 32–41. EDN KDNVIQ. <https://doi.org/10.7868/S207366731904004X>
8. Martyanov S.D., Isaev A.V., Ryabchenko V.A. Model estimates of microplastic potential contamination pattern of the eastern Gulf of Finland in 2018 // Oceanologia. 2023. Vol. 65(1). P. 86–99. EDN MVMVLQ. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2021.11.006>
9. Кузьмина А.С., Еришова А.А. Загрязнение микрочастицами морского мусора песчаных побережий восточной части Финского залива Балтийского моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 2. С. 86–100. EDN NFGWZP. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-2-86-100>
10. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива // Метеорология и гидрология. 2009. № 11. С. 59–68. EDN KYKEGF.
11. Averkief A.S., Klevanny K.A. A case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland // Continental Shelf Research. 2010. № 30 (6). P. 707–714. EDN LPUYWE. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.010>
12. Клеванный К.А. Гидродинамические риски в районе побережья Александровская — Сестрорецк в восточной части Финского залива // Региональная экология. 2013. № 1–2(34). С. 38–45. EDN TWHUZB.
13. Клеванный К.А., Колесов А.М., Мостаманди М.С.В. Прогноз наводнений в Санкт-Петербурге и восточной части Финского залива в условиях работы комплекса защитных сооружений // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 61–70. EDN THAPDZ.
14. Клеванный К.А., Смирнова Е.В. О маневрировании затворами комплекса сооружений защиты Санкт-Петербурга от наводнений для предотвращения загрязнения прибрежной зоны // Региональная экология. 2016. № 4 (46). С. 24–39. EDN YLOVYF.
15. Андреев П.Н., Дворников А.Ю., Рябченко В.А., Цепелев В.Ю., Смирнов К.Г. Воспроизведение штормовых нагонов в невиской губе на основе трехмерной модели циркуляции в условиях маневрирования затворами комплекса защитных сооружений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6, № 4. С. 23–31. EDN SCDDDF.
16. Кантаржи И.Г. Прогноз динамики песчаного пляжа в сложных гидродинамических условиях // Океанология. 2023. Т. 63, № 6. С. 1000–1009. EDN QMLYJB. <https://doi.org/10.31857/S0030157423060059>
17. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Heaps, N. (Ed.), Three-dimensional Coastal Ocean Models. American Geophysical Union, 1987. 208 p.
18. Booij N., Ris R.C., Holthuijsen L.H. A third-generation wave model for coastal regions, Part 1. Model description and validation // Journal of Geophysical Research. 1999. 104 (C4). 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
19. Нежиховский Р.А. Река Нева и Невская губа. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 112 с.

References

1. Ryabchenko V, Dvornikov A, Haapala J, Myrberg K. Modelling ice conditions in the easternmost Gulf of Finland in the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*. 2010;30(13):1458–1471. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.006>
2. Martyanov SD, Ryabchenko VA, Rybalko AE. Modeling of sediment resuspension in the Neva Bay. *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*. 2011;20:13–26. (in Russian)
3. Martyanov SD, Ryabchenko VA. Simulation of the resuspension and transport of bottom sediments in the Neva Bay using a 3D circulation model. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2013;6(4):32–43. (in Russian)
4. Martyanov S. Modeling of sediment resuspension in Neva Bay during strong wind events. In: Proceedings of the IEEE/OES Baltic Symposium 2014 'BALTIC'; 2014; p. 1–5. <https://doi.org/10.1109/BALTIC.2014.6887882>
5. Martyanov S, Ryabchenko V. Bottom sediment resuspension in the easternmost Gulf of Finland in the Baltic Sea: A case study based on three-dimensional modeling. *Continental Shelf Research*. 2016;117:126–137. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.011>
6. Ryabchenko VA, Leontyev IO, Ryabchuk DV, et al. Mitigation measures of coastal erosion on the Kotlin Island's shores in the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018;11(2):36–50. <https://doi.org/10.7868/S207366731802003X>

7. Martyanov SD, Ryabchenko VA, Ershova AA, Eremina TR, Martin G. On the assessment of microplastic distribution in the eastern part of the Gulf of Finland. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2019;12(4):32–41. <https://doi.org/10.7868/S207366731904004X>
8. Martyanov SD, Isaev AV, Ryabchenko VA. Model estimates of microplastic potential contamination pattern of the eastern Gulf of Finland in 2018. *Oceanologia*. 2023;65(1):86–99. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2021.11.006>
9. Kuzmina AS, Ershova AA. Contamination of sandy beaches with marine litter microparticles (the eastern part of the Gulf of Finland of the Baltic Sea). *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2022;2:86–100 (in Russian). <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-2-86-100>
10. Averkiev AS, Klevanny KA. Calculation of extreme water levels in the eastern part of the Gulf of Finland. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2009;34(11):741–747. <https://doi.org/10.3103/S1068373909110065>
11. Averkiev AS, Klevanny KA. A case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*. 2010;30(6):707–714. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.010>
12. Klevanny KA. Hydrodynamical risks in the vicinity of the coast of Aleksandrovskaya–Sestroretsk in the eastern part of the Gulf of Finland. *Regional Ecology*. 2013;1–2(34):38–45 (in Russian).
13. Klevanny KA, Kolesov AM, Mostamandi MSV. Predicting the floods in St. Petersburg and the eastern part of the Gulf of Finland under conditions of operation of the flood prevention facility complex. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015;40(2):115–122. <https://doi.org/10.3103/S1068373915020077>
14. Klevanny KA, Smirnova EV. On maneuvering of water sluices of St. Petersburg flood protection barrier for reduction of pollution of coastal area. *Regional Ecology*. 2016;4(46):24–39 (in Russian).
15. Andreev PN, Dvornikov AY, Ryabchenko VA, Tsepelev VY, Smirnov KG. Simulation of storm surges in the Neva Bay on the basis of a three-dimensional model of circulation in the conditions of maneuvering by gates of the flood protection barrier. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2013;6(4):23–31 (in Russian).
16. Kantarzh IG. Forecast of the dynamics of a sandy beach in complexed hydrodynamic conditions. *Oceanology*. 2023;63:905–914. <https://doi.org/10.1134/s000143702306005x>
17. Blumberg AF, Mellor GL. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps N, editor. *Three-dimensional Coastal Ocean Models*. Washington, DC: American Geophysical Union; 1987. 208 p.
18. Booij N, Ris RC, Holthuijsen LH. A third-generation wave model for coastal regions, Part 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*. 1999;104(C4):7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
19. Nezhykovskiy RA. The River Neva and the Neva Bay. Leningrad: Hydrometeoizdat; 1981. 112 p. (in Russian).

Об авторах

МАРТЬЯНОВ Станислав Дмитриевич, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-0229-4191, Scopus AuthorID: 57192280503, WoS ResearcherID: B-6299–2017, SPIN-код (РИНЦ): 2181-0811, e-mail: martyanov.sd@gmail.com

ИСАЕВ Алексей Владимирович, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат географических наук, ORCID: 0000-0003-2005-4949, Scopus AuthorID: 25641182000, WoS ResearcherID: C-1370–2014, SPIN-код (РИНЦ): 4059-6017, e-mail: isaev1975@gmail.com

ДВОРНИКОВ Антон Юрьевич, ведущий научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-9334-3138, Scopus AuthorID: 7006072591, WoS ResearcherID: B-5971–2017, SPIN-код (РИНЦ): 6863-5988, e-mail: anton.dvornikoff@gmail.com

РЯБЧЕНКО Владимир Алексеевич, главный научный сотрудник СПбФ ИО РАН, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-3909-537X, Scopus AuthorID: 7005479766, WoS ResearcherID: R-3877–2016, SPIN-код (РИНЦ): 2187-1380, e-mail: vla-ryabchenko@yandex.ru



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-6)

EDN RKWJVA

УДК 551.465

© В. В. Герасимов*, А. Г. Зацепин, 2025

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

*gerasimov.vv@ocean.ru

О расслоении линейно стратифицированной жидкости под влиянием однородного по вертикали перемешивания (лабораторный эксперимент)

Статья поступила в редакцию 10.04.2025, после доработки 15.07.2025, принята в печать 03.09.2025

Аннотация

Выполнена серия опытов по перемешиванию водного слоя с изначально постоянным вертикальным градиентом солености (плотности) колеблющимися вертикальными стержнями, создающими однородное турбулентное воздействие по всей толщине водного слоя. В результате перемешивания в большинстве опытов происходило образование ступенчатой структуры, в виде последовательности квазиоднородных слоев, разделенных высоко градиентными прослойками. Ступенчатая структура в поле плотности наблюдалась с помощью теневого прибора (шлирен-метод). В некоторых опытах ступенчатая структура не образовывалась, и стратификация, несмотря на перемешивание, характеризовалась постоянным вертикальным градиентом плотности. В каждом опыте с расслоением производились измерения толщин квазиоднородных слоев. Установлена автомодельная зависимость безразмерной толщины слоя от числа Ричардсона. В размерном виде эта зависимость свидетельствует о том, что толщина квазиоднородного слоя пропорциональна произведению амплитуды колебания стержней на отношение кинетической энергии турбулентного воздействия к потенциальной энергии стратификации. Представлена диаграмма, позволяющая судить о закономерности образования слоев при различных значениях чисел Рейнольдса и Ричардсона. Проведенные опыты показали, что не только дифференциально-диффузионная конвекция, но и продолжительное механическое перемешивание при определенных условиях может приводить к ступенчатому расслоению устойчиво стратифицированной водной среды.

Ключевые слова: водный слой, линейная плотностная (соленостная) стратификация, однородное по вертикали турбулентное воздействие, условия формирования ступенчатой тонкой структуры, толщина квазиоднородных слоев

© V. V. Gerasimov*, A. G. Zatsepin, 2025

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

*gerasimov.vv@ocean.ru

On the Stratification of a Linearly Stratified Liquid under the Influence of Uniform Vertical Mixing (Laboratory Experiment)

Received 10.04.2025, Revised 15.07.2025, Accepted 03.09.2025

Abstract

A series of experiments were carried out on mixing a water layer with an initially constant vertical salinity (density) gradient using oscillating vertical rods, creating a uniform turbulent effect throughout the entire thickness of the water layer. As a result of mixing, in most experiments a stepwise structure was formed, in the form of a sequence of quasi-homogeneous layers separated by highly gradient interlayers. The stepped structure in the density field was observed using a shadow device (schlieren method).

Ссылка для цитирования: Герасимов В.В., Зацепин А.Г. О расслоении линейно стратифицированной жидкости под влиянием однородного по вертикали перемешивания (лабораторный эксперимент) // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 77–87. EDN RKWJVA. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-6)

For citation: Gerasimov V.V., Zatsepin A.G. On the Stratification of a Linearly Stratified Liquid under the Influence of Uniform Vertical Mixing (Laboratory Experiment). *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):77–87.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-6)

In some experiments, the stepped structure was not formed, and stratification, despite mixing, was characterized by a constant vertical density gradient. In each experiment with stratification, measurements of the thicknesses of quasi-homogeneous layers were made. A self-similar dependence of the dimensionless layer thickness on the Richardson number was established. In dimensional form, this dependence indicates that the thickness of the quasi-homogeneous layer is proportional to the product of the amplitude of the oscillation of the rods by the ratio of the kinetic energy of the turbulent effect to the potential energy of stratification. A diagram is presented that allows one to judge the regularity of layer formation at different values of Reynolds and Richardson numbers. The experiments conducted have shown that not only differential-diffusion convection, but also prolonged mechanical mixing under certain conditions can lead to stepwise stratification of a stably stratified aqueous medium.

Keywords: water layer, linear density (salinity) stratification, vertically homogeneous turbulent effect, conditions for the formation of a stepped fine structure, thickness of quasi-homogeneous layers

1. Введение

Известно, что пикноклин Мирового океана и его морей, наряду со значительным вертикальным плотностным градиентом, характеризуется наличием тонкой структуры (ТС), выражающейся в чередовании слоев с различными значениями вертикальных градиентов температуры, солёности и других гидрофизических, гидрохимических и биологических параметров. Вертикальный масштаб ТС изменяется в определенных пределах и составляет от одного до нескольких десятков метров, а горизонтальный масштаб превышает его в сто и более раз [1]. ТС подразделяется, как минимум, на два типа: 1) ступенчатая ТС (характеризуется наличием слоев с пониженными вертикальными градиентами параметров, разделенных между собой высокоградиентными прослойками); 2) инверсионная, или интрузионная ТС, (характеризуется наличием слоев с инверсиями температуры и солёности, как правило, при отсутствии инверсий плотности) [2]. Инверсионным называется участок профиля параметра с измененным знаком его градиента, по сравнению со знаком градиента на участке профиля без инверсии. Следует отметить, что ступенчатая структура может образоваться из инверсионной вследствие работы двойной диффузии [3]. Однако можно предположить, что тип перемешивания — дифференциально-диффузионная конвекция или механически генерируемая турбулентность — не должен оказывать решающего влияния на конечный результат — трансформацию изначально «гладкого» профиля плотности в ступенчатую структуру. Действительно, данные лабораторного моделирования показывают, что продолжительное вертикально однородное турбулентное перемешивание при высоких числах Ричардсона (сильная стратификация) трансформирует изначально гладкие вертикальные профили плотности в ступенчатую форму [4–6]. Аналогичные результаты были получены также с помощью математического и численного моделирования [7, 8].

Исследование различных форм тонкой структуры и процессов ее генерации было одним из направлений научной деятельности Вадима Тимофеевича Паки [9–11].

Данная статья является логическим продолжением недавно опубликованной статьи [12], где описаны и проанализированы результаты лабораторного эксперимента, выполненного с целью проверки фундаментального механизма тонкоструктурного расслоения стратифицированной жидкости при ее турбулентном перемешивании. В работе была проведена серия опытов с перемешиванием водной среды с изначально постоянным вертикальным градиентом солёности колеблющимися вертикальными стержнями, создающими однородное турбулентное воздействие по всей толщине водного слоя.

Метод создания турбулентности в данной работе и в более ранних наших работах является оригинальным. В работах других авторов, в близких по постановке лабораторных экспериментах, для генерации турбулентного перемешивания использовалось не периодическое колебание стержней, с изменяемыми, от опыта к опыту, частотой и амплитудой колебания, а периодическое перемещение вертикального стержня сквозь слой жидкости от одной стенки бассейна до другой [4, 5]. Несмотря на различие метода генерации турбулентности, основной результат и в наших экспериментах, и в других, оказался схожим: при определенных условиях изначально «непрерывная» плотностная стратификация преобразовывалась в «ступенчатую».

В описываемой работе, в каждом опыте выполнялись регулярные измерения профилей электропроводности (солёности) и проводились расчеты вертикального потока соли (массы). Оказалось, что при достаточно большом градиенте плотности (солёности) поток массы является убывающей функцией градиента плотности, а это является основным условием формирования тонкой структуры, согласно механизму Филлипса и Посментьера [13, 14]. Результаты опытов подтвердили его реалистичность и реализуемость. Исследовалась также зависимость вертикального масштаба тонкой структуры от параметров стратификации и турбулентного воздействия, но в недостаточной степени для установления репрезентативной закономер-

ности. В настоящей статье данный вопрос исследуется весьма обстоятельно. Кроме этого, изучается область реализации режима расслоения изначально линейно стратифицированной жидкости в зависимости от значений двух определяющих безразмерных параметров: числа Ричардсона (Ri) и числа Рейнольдса (Re).

Описание экспериментальной установки и методики проведения опытов приводится в следующем разделе статьи. Затем следует раздел с описанием полученных результатов. Завершают статью обсуждение и краткие выводы.

2. Материалы и методы — описание экспериментальной установки и методики проведения опытов

Опыты проводились на лабораторной установке, ранее использовавшейся в [12, 15], однако, в новом бассейне с теми же внутренними размерами. Принципиальная схема установки представлена на рис. 1. Здесь (1) — прозрачный бассейн с внутренними размерами $36 \times 13,5 \times 25$ см³, выполненный из органического стекла толщиной 1,0 см. Над бассейном, на горизонтально колеблющемся штоке (3), с шагом 3,5 см закреплена система из 6-ти решеток (2), состоящих из вертикальных стеклянных стержней диаметром равным 0,6 см с расстоянием 2,8 см друг относительно друга. Стеклянные стержни погружены в жидкость на 23 см, от поверхности воды и практически до дна бассейна. Горизонтальный шток, на котором закреплены решетки, подсоединен к электродвигателю постоянного тока с эксцентриком (4), который обеспечивает горизонтальные колебания закрепленных на нем решеток с вертикальными стеклянными стержнями. Изменяя напряжение питания на двигателе, можно изменять период T колебаний решеток в диапазоне от 1,3 до 6,7 с. Изменение точки крепления штока на эксцентрик позволяет изменять амплитуду колебаний решетки в диапазоне от 0,5 до 1,8 см.

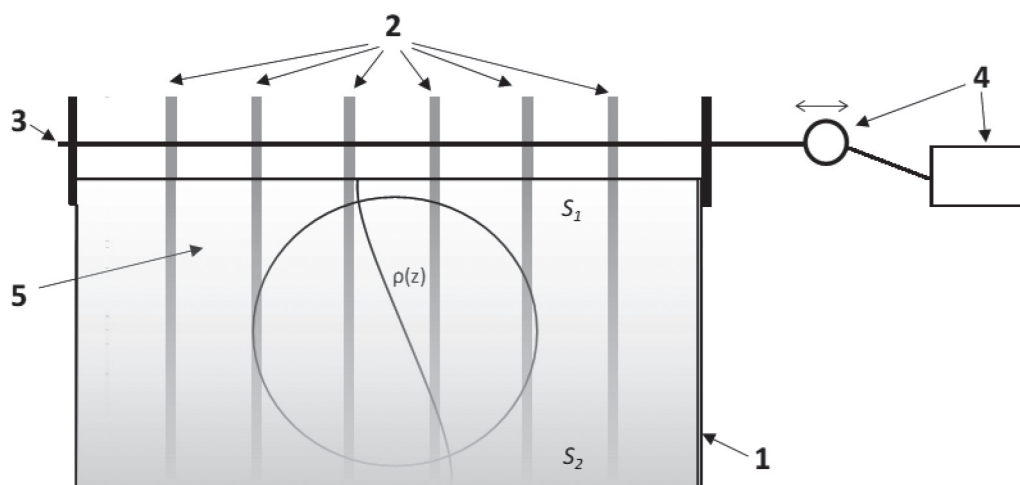


Рис. 1. Схема экспериментальной установки: 1 — прозрачный бассейн с внутренними размерами $36 \times 13,5 \times 25$ см; 2 — решетки с вертикальными стеклянными стержнями; 3 — горизонтальный шток, на котором закреплены решетки со стержнями; 4 — электродвигатель с эксцентриком, обеспечивающий горизонтальные колебательные движения системы решеток; 5 — линейно стратифицированный по солености водный слой. Окружность диаметром 20 см символизирует плоскопараллельный поток света теневого прибора, основанном на шлирен-методе (не показан)

Fig. 1. Scheme of the experimental setup: 1 — transparent pool with internal dimensions of $36 \times 13.5 \times 25$ cm; 2 — gratings with vertical glass rods; 3 — horizontal rod on which gratings with rods are fixed; 4 — electric motor with eccentric providing horizontal oscillatory movements of the grating system; 5 — water layer linearly stratified by salinity. The circle with a diameter of 20 cm symbolizes the plane-parallel light flow of the shadow device based on the schlieren method (not shown)

Для проведения опытов, бассейн заполнялся водным раствором NaCl, линейно стратифицированным по солености с помощью системы из двух сообщающихся баков (см. рис. 2). На рис. 2 в левом баке (2) находится водный раствор заданной солености S_{20} , в правом (1) — очищенная путем обратного осмоса пресная вода ($S_{10} = 0$). В обоих баках температура жидкости близка к комнатной. Баки представляют собой сообщающиеся сосуды, соединенные между собой снизу трубками с краном (5). В правом баке расположена мешалка с тремя многолопастными винтами на штоке, укрепленном на оси электродвигателя (3).

Это устройство (мешалка) обеспечивает быстрое перемешивание соленой воды, поступающей из левого бака, с более пресной водой в правом баке. В дне правого бака, ближе к правой боковой стенке, имеется выход с краном и трубкой (6), соединенной с входом в рабочий бассейн, расположенным в центре его дна. Оба бака располагаются на одном уровне и значительно выше бассейна. Высота столба пресной воды в правом баке рассчитывается таким образом, чтобы уравнивать высоту столба водного раствора NaCl в левом баке при открытом кране между баками и закрытом выпускном кране в рабочий бассейн.

Начало заполнения рабочего бассейна линейно стратифицированным водным раствором NaCl определялось моментом открытия выпускного крана. Одновременно с этим включалась мешалка, и пресная вода из правого бака начинала поступать снизу в бассейн, а соленая вода из левого бака самотеком поступала в правый бак, где интенсивно перемешивалась с изначально пресной водой, которая становилась все более и более соленой со временем. Таким образом, рабочий бассейн заполнялся все более соленой водой. При небольшом расходе воды, поступающей в рабочий бассейн, и благодаря тонкому диску, расположенному на небольшом расстоянии (менее 1 см) над зоной притока и подавляющему вертикальную скорость струи, заполнение рабочего бассейна происходило квазиламинарным образом. С целью обеспечения равномерного расхода воды, втекающей в рабочий бассейн, в систему включен дозирующий насос (7) с постоянной скоростью перекачки жидкости. В результате в рабочем бассейне создавалась квазилинейная соленостная стратификация с близкой к нулю соленостью S_{10} воды сверху и с близкой к солености S_{20} воды снизу.

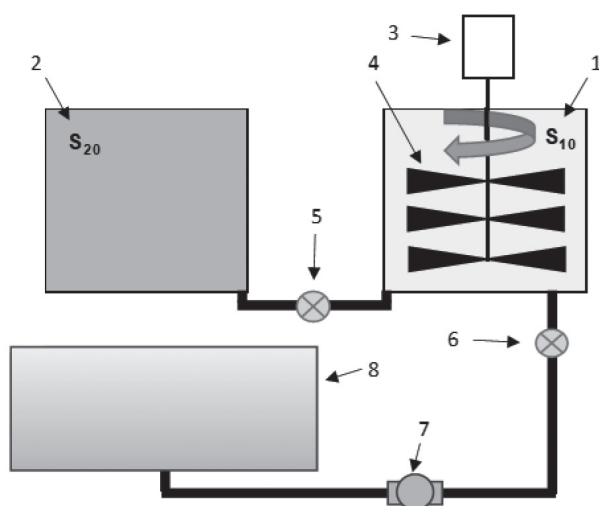


Рис. 2. Схема системы создания линейно стратифицированного слоя жидкости в рабочем бассейне: 1 — правый бак с соленостью воды $S_{10} = 0$; 2 — левый бак с начальной соленостью воды S_{20} ; 3 — электродвигатель; 4 — мешалка; 5 — кран с трубками, соединяющими баки; 6 — кран с трубками, соединяющими правый бак с рабочим бассейном; 7 — дозирующий электронасос; 8 — рабочий бассейн

Fig. 2. Scheme of the system for creating a linearly stratified liquid layer in the working pool: 1 — right tank with water salinity $S_{10} = 0$; 2 — left tank with initial water salinity S_{20} ; 3 — electric motor; 4 — mixer; 5 — tap with tubes connecting the tanks; 6 — tap with tubes connecting the right tank with the working pool; 7 — dosing electric pump; 8 — working pool

Через некоторое время (спустя 1–2 ч) после создания квазилинейной соленостной стратификации в рабочем бассейне, в течение которого все движения воды в нем затихали, а мелкомасштабная неоднородность структуры поля солености сглаживалась за счет молекулярной диффузии, начиналось проведение опыта. За его начало принимался момент включения электродвигателя, обеспечивающего горизонтальные колебания вертикальных стержней с заданной амплитудой и периодом.

Процесс перемешивания и образования ступенчатой структуры визуализировался и фиксировался с помощью теневого прибора (шлирен-метод). Распределение неоднородностей показателя преломления

света (градиента плотности) наблюдалось и фотографировалось в круге света диаметром 20 см в центре бассейна. Области увеличения градиента плотности (высокоградиентные прослойки) идентифицировались со светлыми полосами света, более темные промежутки между ними соответствовали квазиоднородным слоям. Таким образом, удавалось проследить за образованием и эволюцией квазиоднородных слоев и высокоградиентных прослоек, составлявших в совокупности ступенчатую структуру.

Полученные экспериментальные данные анализировались в зависимости от внешних безразмерных параметров — чисел Рейнольдса и Ричардсона. Числа Рейнольдса и Ричардсона определялись следующим образом: $Re = Ud/\nu$, $Ri = (Nd/U)^2$, где ν — кинематическая вязкость воды, считавшаяся постоянной и равной $0,01 \text{ см}^2/\text{с}$, d — диаметр стержней равный $0,6 \text{ см}$, $U = 4A/T$ — средняя скорость их колебаний, A — амплитуда колебания, T — период колебания, $N = ((g/\rho_0)(d\rho/dz))^{1/2}$ — частота Вайсала-Брента, g — ускорение свободного падения, $\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3$ — плотность пресной воды при температуре 4°C (рис. 2). При расчете Ri — числа Ричардсона и N — частоты Вайсала-Брента предполагалось, что они определяются начальным постоянным градиентом плотности $(d\rho/dz)_0 = \beta\Delta S_0/H$, где β — коэффициент солёностного сжатия, ΔS_0 — начальный перепад солёности между приповерхностным и придонным горизонтами, H — высота стратифицированного слоя воды, равная толщине водного слоя. Данное предположение является оправданным, поскольку тонкое расслоение проявляется (или, не проявляется) еще на начальной стадии опыта, когда текущие значения ΔS и H имеют значения близкие к начальным.

Следует отметить, что в качестве масштаба длины в определении как числа Рейнольдса, Re , так и числа Ричардсона, Ri , использовался диаметр стержней d , так как предполагается, что масштаб изменения скорости в области перемешивания сопоставим с диаметром стержня [15]. Таким образом, именно диаметр стержней, амплитуда и период их колебаний, а также частота Вайсала-Брента являются размерными параметрами, определяющими процесс перемешивания изначально линейно стратифицированной по солёности водной среды.

При подготовке опытов значения амплитуды, периода колебаний решеток и начальной солёности S_{20} задавались таким образом, чтобы в большинстве опытов происходило формирование ступенчатой структуры, а в некоторых опытах расслоения не происходило и высокоградиентные прослойки не проявлялись. При этом значения безразмерных параметров изменялись в следующих диапазонах: $Re = 40 - 120$; $Ri = 0,1 - 1,4$.

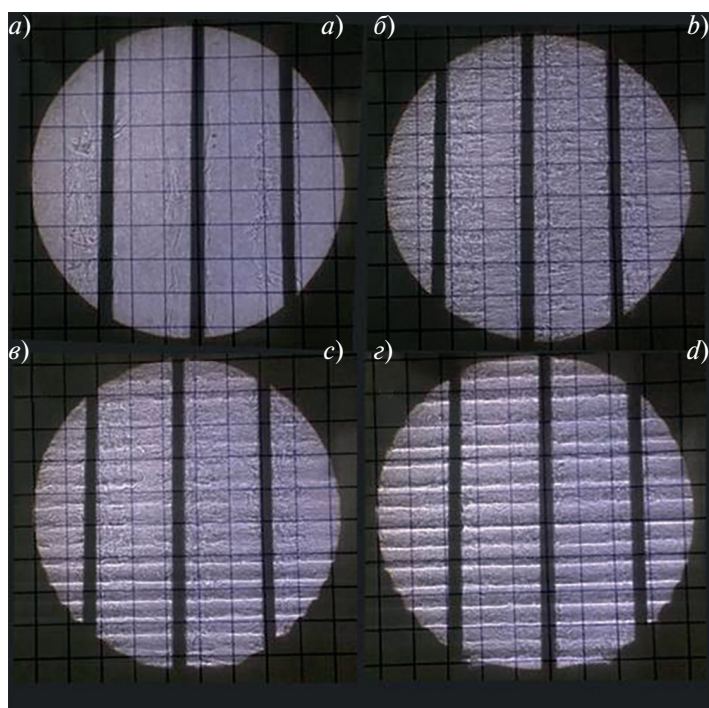
3. Результаты опытов

Было проведено 47 опытов при различных значениях чисел Re и Ri диапазон изменения которых указывался выше. Часть опытов проводилась без измерения толщины образующихся слоев, только для фиксации факта либо образования, либо не образования слоев.

С целью определения толщины слоев было проведено 3 серии опытов с фиксированной амплитудой $A = 0,75 \text{ см}$ и периодами $T = 1,5 \text{ с}$; $1,8 \text{ с}$; $2,1 \text{ с}$; и одна серия — с амплитудой $A = 1,2 \text{ см}$, и периодом $T = 2,5 \text{ с}$, что соответствовало значениям чисел $Re = 86$; 100 ; 115 ; 120 . В каждой серии, путем изменения солёности S_{20} изменялось число Ri . На рис. 3 приведены фотографии возникновения ступенчатой структуры при $Re = 120$; $Ri_0 = 0,58$. Также были проведены дополнительные опыты с целью выяснения границ возникновения слоистой тонкой структуры на диаграмме Re , Ri , при неизменной амплитуде колебаний стержней $A = 0,75 \text{ см}$.

Рис. 3. Теневые фотографии опыта с тонким расслоением стратифицированной жидкости. $S_{20} = 215 \text{ ppm}$; $2A = 1,5 \text{ см}$; $T = 1,5 \text{ с}$; $Re = 120$; $Ri_0 = 0,58$. *a* — начало перемешивания; *b* — через 10 мин; *в* — через 20 мин; *г* — через 35 мин

Fig. 3. Shadow photographs of an experiment with thin layering of a stratified liquid. $S_{20} = 215 \text{ ppm}$; $2A = 1.5 \text{ cm}$; $T = 1.5 \text{ s}$; $Re = 120$; $Ri_0 = 0.58$. *a* — start of mixing; *b* — after 10 minutes; *c* — after 20 minutes; *d* — after 35 minutes



При определенных комбинациях чисел Рейнольдса и Ричардсона слои не образовывались. Например, на рис. 4 приведены фотографии с турбулентным воздействием колеблющихся стержней, не приводящим к образованию ступенчатой структуры ($Re = 120$; $Ri_0 = 0,16$). Проявления турбулентности выражены в виде мелкомасштабной структуры теневого изображения.

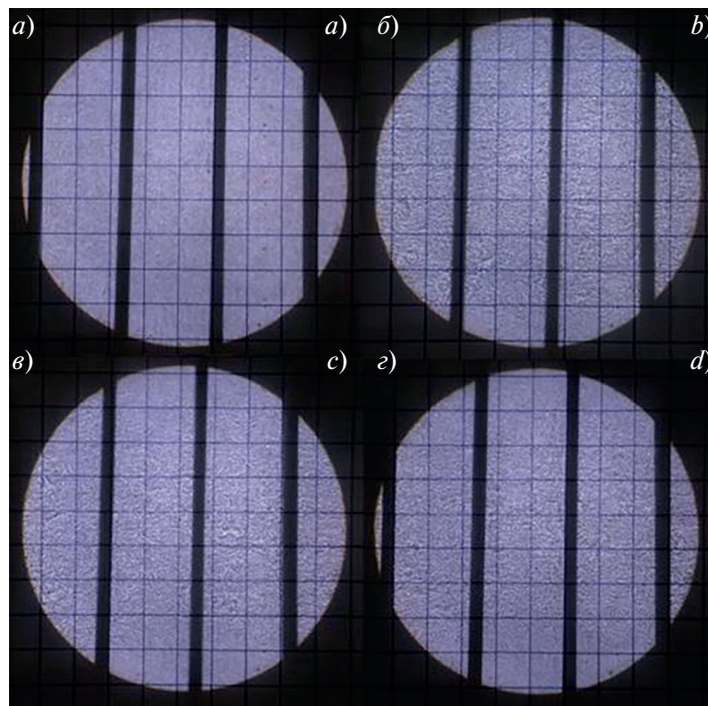


Рис. 4. Теневые фотографии опыта без формирования тонкого расслоения стратифицированной жидкости. $S_{20} = 60$ ppm; $2A = 1,5$ см; $T = 1,5$ с; $Re = 120$; $Ri_0 = 0,16$. *a* — начало опыта; *б* — через 15 мин; *в* — через 30 мин; *г* — через 60 мин

Fig. 4. Shadow photographs of the experiment without the formation of thin stratification of the stratified liquid. $S_{20} = 60$ ppm; $2A = 1.5$ cm; $T = 1.5$ s; $Re = 120$; $Ri_0 = 0.16$. *a* — beginning of the experiment; *b* — after 15 minutes; *c* — after 30 minutes; *d* — after 60 minutes

На рис. 5 в координатах Re , Ri показана область возникновения ступенчатой структуры (синие точки — область 3) и области, где структура не возникает (оранжевые точки). Данная диаграмма построена по результатам 47 опытов, проводившихся при различных значениях чисел Рейнольдса и Ричардсона. Подавляющее большинство опытов относилось к диапазону изменения этих двух параметров, при которых наблюдалось образование слоев. Однако при небольших значениях числа Рейнольдса ($Re = 40$; $Ri_0 = 0,24$ и $Re = 50$; $Ri_0 = 0,96$), в области левее пунктирной прямой 1, образования слоев не наблюдалось: движение стержней не вызывало турбулентных возмущений/пульсаций в среде и видимого вертикального перемешивания не происходило. В области под пунктирной прямой 2 (прямая проходящая через точки $Re = 50$; $Ri = 0,1$ и $Re = 120$; $Ri = 0,16$), создаваемые стержнями возмущения были настолько интенсивны, что не подавлялись стратификацией в достаточной степени, механизм Филлипса—Посментьера не реализовывался и образования слоев тоже не происходило. Тенденция увеличения критического значения числа Ричардсона (с которого начинается тонкое расслоение стратифицированной водной среды), с ростом числа Рейнольдса, обнаруженная в [5, 16], прослеживается и в данном эксперименте.

Следует ответить, что в данной работе не производится проверка условий реализации механизма Филлипса—Посментьера. Суть этого механизма заключается в том, что при турбулентном перемешивании вертикальный поток массы описывается убывающей функцией от вертикального градиента плотности при превышении числом Ричардсона некоторого критического значения. В таком случае флуктуация градиента плотности имеет тенденцию роста со временем и из-за этого изначально линейная стратификация пре-

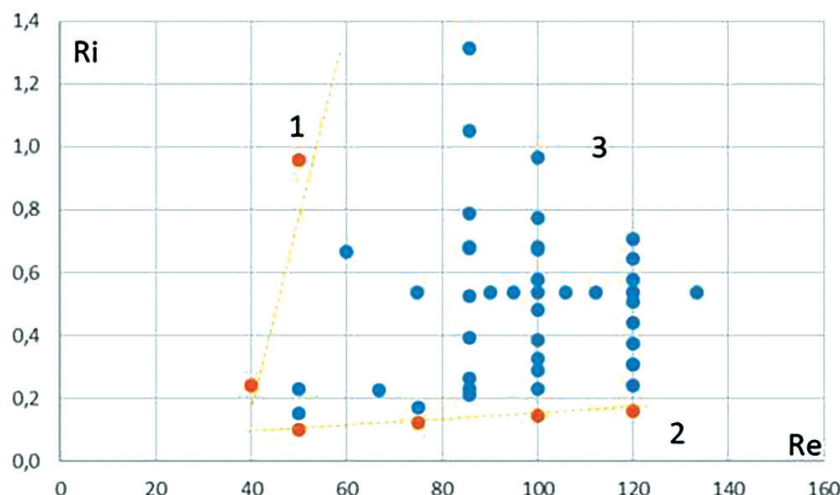


Рис. 5. Опыты с тонким расслоением (синие кружки) и без тонкого расслоения (красные кружки) стратифицированной жидкости в зависимости от Re и Ri (пояснения в тексте) для опытов с амплитудой колебания стержней $A = 0,75$ см. Области 1 и 2 — слои не образуются, область 3 — возникновения ступенчатой структуры

Fig. 5. Experiments with thin stratification — and without thin stratification — of a stratified liquid depending on Re and Ri (explanations in the text) for experiments with an amplitude of rod oscillations $A = 0.75$ cm. Regions 1 and 2 — layers are not formed, region 3 — the emergence of a stepped structure

образуется к ступенчатому виду. Данное рассуждение подробно изложено в [12], где приведены результаты экспериментального исследования зависимости вертикального потока массы от градиента плотности и показано, что ступенчатое расслоение изначально линейной стратификации происходит в соответствии с механизмом Филлипса—Посментьера. Целью настоящего исследования является уточнение области преобразования постоянного градиента плотности в ступенчатый на диаграмме параметров «число Ричардсона — число Рейнольдса», а также выявления зависимости безразмерной толщины квазиоднородных слоев от числа Ричардсона при различных значениях числа Рейнольдса.

На рис. 6 (*a* — классические координаты, *б* — логарифмические координаты) приведены полученные в 32 опытах значения толщины слоев в виде безразмерного параметра h/A в зависимости от Ri . Выбор амплитуды колебания стержней в качестве масштаба приведения к безразмерной величине толщины слоев был связан с тем, что этот масштаб длины был единственным, который варьировался в опытах и от него явным образом зависит энергетика турбулентного перемешивания.

Зависимость значений толщин слоев, нормированных на амплитуду колебаний решетки, от Ri при различных значениях Re представлена на рис. 6, *a*. Степенная аппроксимация линии тренда методом наименьших квадратов дает зависимость: $h/A = 1,00 Ri^{-1,04}$ с величиной достоверности аппроксимации $R^2 = 0,97$. На рис. 6, *б* данная зависимость представлена в логарифмических координатах.

Попытки привести h к безразмерному виду делением на другие размерные параметры задачи, например, на диаметр стержней d , или комбинацию $(dA)^{1/2}$, а также на общую толщину H водного слоя, привели к значительно худшим результатам.

4. Заключение

В данной работе, являющейся продолжением лабораторных исследований авторов, описанных в [12, 15, 17], уточнены условия возникновения ступенчатой структуры в линейно стратифицированной по солености водной среде при ее продолжительном перемешивании вертикальными стержнями. Получена автомодельная зависимость безразмерной толщины слоев в ступенчатой структуре от числа Ричардсона при различных значениях числа Рейнольдса. Следует отметить, что поскольку диапазон изменения числа Рейнольдса в данных опытах был весьма невелик, то, скорее всего, выявленная автомодельность является промежуточной асимптотикой при небольших значениях этого параметра [18].

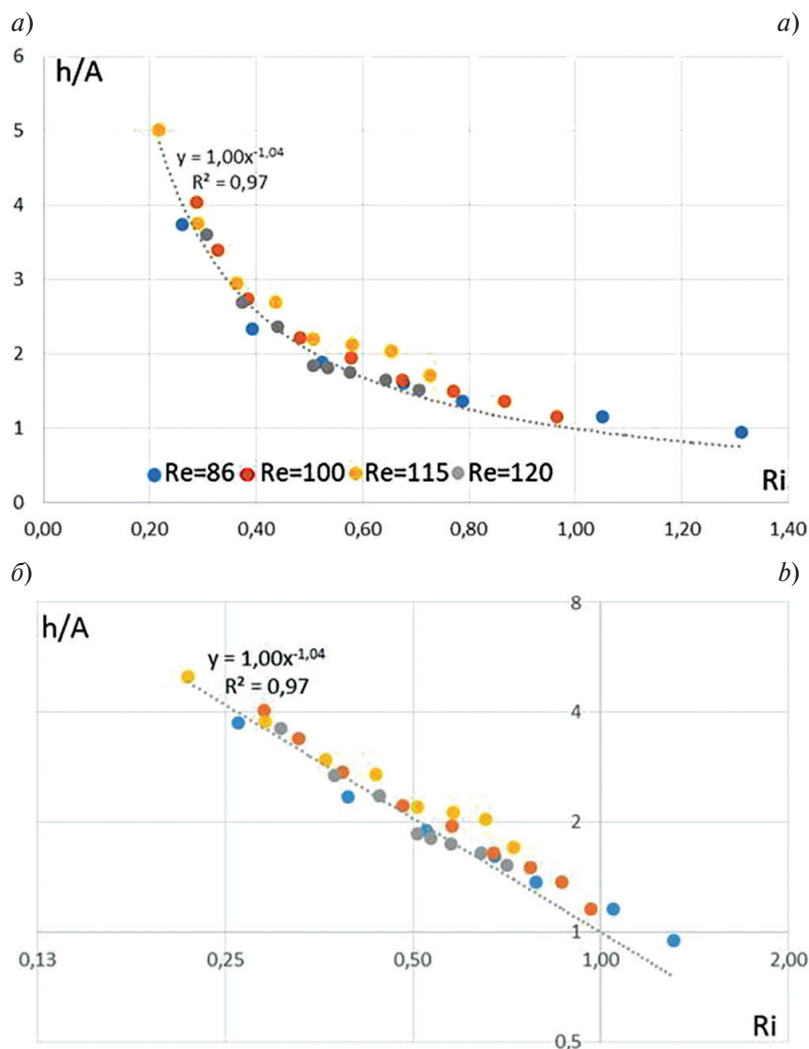


Рис. 6. Зависимость значений толщин слоев, нормированных на амплитуду колебаний решетки, от Ri при различных значениях Re : *a* — классические координаты, *б* — логарифмические координаты

Fig. 6. Dependence of the values of layer thicknesses, normalized to the amplitude of rods oscillations, on Ri for different values of Re : *a* — in classic coordinates, *b* — in logarithmic coordinates

Оказалось, что безразмерная толщина слоев $h/A \approx Ri^{-1} = U^2/N^2d^2$. В размерном виде эта зависимость свидетельствует о том, что толщина квазиоднородного слоя пропорциональна произведению амплитуды колебания стержней на отношение кинетической энергии турбулентного воздействия к потенциальной энергии стратификации. Ранее в [16, 17] делались не вполне удачные попытки параметризовать толщину слоев следующим образом: $h = C*U/N = 4C*[A/(TN)]$, где $C \approx 2$. Параметризация, предложенная в данной работе и получившая достаточно надежное подтверждение (см. рис. 6), выражается в виде следующей зависимости толщины слоев от определяющих размерных параметров задачи: $h \approx 16A^3/(TNd)^2$. Кубическая зависимость толщины слоев от амплитуды колебания стержней требует дальнейшей экспериментальной проверки.

Область возникновения тонкой структуры на диаграмме в координатах Re , Ri ограничена двумя прямыми и представляет собой сектор. Первая, квазивертикальная прямая, является границей области практического отсутствия турбулентных возмущений при движении стержней. Вторая, квазигоризонтальная прямая, является границей области, в которой порождаемые стержнями возмущения достаточно интенсивны и создают вертикальный поток массы, не способствующий реализации механизма Филлипса–Посментьера. В этой ситуации интенсивность турбулентных пульсаций не позволяет образоваться тонким горизонтальным слоям со скачком плотности, и тонкого расслоения стратифицированной водной среды не происходит.

Следует кратко обсудить влияния, обусловленные небольшими геометрическими размерами установки и «агентов» перемешивания — решетками стержней и параметров их колебания на результаты исследования. В первую очередь это влияние сказывается на значениях числа Рейнольдса, которые ограничиваются первыми двумя-тремя сотнями. В силу этого турбулентные возмущения, порождаемые колеблющимися стержнями, даже в однородной жидкости являются не вполне развитыми и далекими от характеристик однородной и изотропной турбулентности. В близком по постановке экспериментальном исследовании [5] авторам удалось достичь существенно больших значений числа Рейнольдса, однако результаты работы оказались весьма похожими на изложенные выше: наблюдался слабый рост критических значений числа Ричардсона, при которых происходило ступенчатое расслоение стратифицированного водного столба с увеличением значений числа Рейнольдса. Другим ограничением является предельная толщина образующихся слоев, которая не может превышать 7–8 см, поскольку говорить о формировании тонкого расслоения изначально линейной стратификации можно только тогда, когда образуется не менее трех слоев по вертикали. Очевидно, что представляет интерес проведение аналогичных опытов на установке существенно большего размера, но это сопряжено с определенными техническими сложностями.

Благодарности

Авторы выражают благодарность д. ф. - м. н. Н.П. Кузьминой за подробное обсуждение результатов работы и полезные рекомендации.

Acknowledgements

The authors express their gratitude to Dr. N.P. Kuzmina for fruitful discussion of the results of the work and useful advices.

Финансирование

Работа выполнена в рамках темы госзадания № FMWE-2024-0016.

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment topic № FMWE-2024-0016.

Литература

1. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
2. Журбас В.М., Озмидов Р.В. (ред.). Формы тонкой термохалинной структуры океана. Каталог // Материалы океанографических исследований. Вып. 1. М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме Академии Наук СССР, 1987. 134 с.
3. Журбас В.М., Кузьмина Н.П., Кульша О.Б. Ступенчатое расслоение океанского термоклина при трансформации термохалинных интрузий солевыми пальцами (численный эксперимент) // Океанология, 1987, Т. 27, вып. 3. С. 377–383.
4. Ruddick B.R., McDougall T.J., Turner J.S. The formation of layers in a uniformly stirred density gradient // Deep-Sea Research. 1989. Vol. 36. P. 597–609. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90009-5)
5. Park Y.-G., Whitehead J.A., Gnanadesikan A. Turbulent mixing in stratified fluids: layer formation and energetics // Journal of Fluid Mechanics. 1994. Vol. 279, P. 279–311. <https://doi.org/10.1017/S0022112094003915>
6. Dmitrenko I., Golovin P., Dehn J. et al. Influence of sea ice on under-ice mixing under stratified conditions: potential impacts on particle distribution // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1998. Vol. 46, N 4. P. 523–529. EDN LENYDJ. <https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0293>
7. Barenblatt G.I., Bertsch M., Dal Passo R. et al. A mathematical model of turbulent heat and mass transfer in stably stratified shear flow // Journal of Fluid Mechanics. 1993. Vol. 253. P. 341–358. EDN XOPOGY. <https://doi.org/10.1017/S002211209300182X>
8. Balmforth N.J., Llewellyn Smith S.G., Young W.R. Dynamics of interfaces and layers in a stratified turbulent fluid // Journal of Fluid Mechanics. 1997. Vol. 355. P. 329–358. <https://doi.org/10.1017/S0022112097007970>
9. Пака В.Т. Тонкая структура термоклина на центральном участке течения Кромвелла // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. Т. 20, № 1. С. 86.
10. Golenko N.N., Paka V.T., Shchuka S.A. Finestructure and mesoscale structure of thermohaline and hydrochemical fields in the White Sea // Oceanology. 2003. Vol. 43. Suppl. EDN LIDDEP

11. Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ
12. Gerasimov V.V., Zatsepin A.G. Relationship between Fine Layering of Stratified Water Environment and Vertical Turbulent Mass Transport // *Oceanology*. 2024. Vol. 64, N 5. P. 647–657. EDN CNWESN. <https://doi.org/10.1134/S0001437024700334>
13. Phillips O.M. Turbulence in a strongly stratified fluid: Is it unstable? // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1972. Vol. 19. P. 7–81. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(72\)90074-5](https://doi.org/10.1016/0011-7471(72)90074-5)
14. Posmentier E.S. The generation of salinity fine structure by vertical diffusion // *Journal of Physical Oceanography*. 1977. Vol. 7. P. 298–300. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0298: TGOSFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0298: TGOSFB>2.0.CO;2)
15. Герасимов В.В., Зацепин А.Г., Кандауров А. и др. Лабораторное исследование параметров мелкомасштабной турбулентности генерируемой колеблющимися решетками в водной среде методом PIV // *Волны и вихри в сложных средах: 15-я международная конференция — школа молодых ученых; 19–22 ноября 2024 г., Москва: Сборник материалов школы*, С. 62–65. М.: ООО «ИСПОпринт», 2024. 273 с.
16. Zatsepin A.G. On peculiarities and similarities of the coherent structure formation in stratified and rotating fluid // *Turbulent mixing in geophysical flows* (P.F. Linden and J.M. Redondo — Eds.). 2001. P. 211–299. International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE), Barcelona.
17. Zatsepin A.G., Gerasimov V.V., Ostrovskii A.G. Laboratory study of turbulent mass exchange in a stratified fluid // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. Vol. 10. P. 756–774. EDN CHBHBZ. <https://doi.org/10.3390/jmse10060756>
18. Баренблатт Г.И. Автомодельные явления — анализ размерностей и скейлинг. Долгопрудный: Издательский дом «Интеллект», 2009. 216 с.

References

1. Fedorov KN. Fine thermohaline structure of ocean waters. L.: Gidrometeoizdat; 1976. 184 p.
2. Zhurbas VM, Ozmidov RV, editors. Forms of fine thermohaline structure of the ocean. Catalog. Materials of oceanological research. Issue 1. Moscow: Interdepartmental Geophysical Committee under the Presidium of the USSR Academy of Sciences; 1987. 134 p.
3. Zhurbas VM, Kuzmina NP, Kulsha OB. Stepwise stratification of the ocean thermocline during transformation of thermohaline intrusions by salt fingers (numerical experiment). *Okeanologiya*. 1987;27(3):377–383.
4. Ruddick BR, McDougall TJ, Turner JS. The formation of layers in a uniformly stirred density gradient. *Deep-Sea Research*. 1989;36:597–609. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90009-5)
5. Park Y-G, Whitehead JA, Gnanadesikan A. Turbulent mixing in stratified fluids: layer formation and energetics. *Journal of Fluid Mechanics*. 1994;279:279–311. <https://doi.org/10.1017/S0022112094003915>
6. Dmitrenko I, Golovin P, Dehn J, et al. Influence of sea ice on under-ice mixing under stratified conditions: potential impacts on particle distribution. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 1998;46(4):523–529. <https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0293>
7. Barenblatt GI, Bertsch M, Dal Passo R, et al. A mathematical model of turbulent heat and mass transfer in stably stratified shear flow. *Journal of Fluid Mechanics*. 1993;253:341–358. <https://doi.org/10.1017/S002211209300182X>
8. Balmforth NJ, Llewellyn Smith SG, Young WR. Dynamics of interfaces and layers in a stratified turbulent fluid. *Journal of Fluid Mechanics*. 1997;355:329–358. <https://doi.org/10.1017/S0022112097007970>
9. Paka VT. Fine structure of the thermocline in the central section of the Cromwell Current. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 1984;20(1):86.
10. Golenko NN, Paka VT, Shchuka SA. Finestructure and mesoscale structure of thermohaline and hydrochemical fields in the White Sea. *Okeanologiya*. 2003;43 Suppl 1.
11. Zatsepin AG, Kremenetskii VV, Poyarkov SG, et al. Influence of the dynamics of currents on the hydrophysical structure of the waters and the vertical exchange in the active layer of the Black Sea. *Okeanologiya*. 2007;47(3):301–312. <https://doi.org/10.1134/S0001437007030022>
12. Gerasimov VV, Zatsepin AG. Relationship between Fine Layering of Stratified Water Environment and Vertical Turbulent Mass Transport. *Okeanologiya*. 2024;64(5):647–657. <https://doi.org/10.1134/S0001437024700334>
13. Phillips OM. Turbulence in a strongly stratified fluid: Is it unstable? *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1972;19:7–81. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(72\)90074-5](https://doi.org/10.1016/0011-7471(72)90074-5)
14. Posmentier ES. The generation of salinity fine structure by vertical diffusion. *Journal of Physical Oceanography*. 1977;7:298–300. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0298: TGOSFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0298: TGOSFB>2.0.CO;2)
15. Gerasimov VV, Zatsepin AG, Kandaurov A, et al. Laboratory study of parameters of small-scale turbulence generated by oscillating lattices in an aquatic environment using the PIV method. *Waves and vortices in complex environments: 15th international conference — school for young scientists; 2024 Nov 19–22; Moscow. M.: ISPOprint LLC; 2024. p. 62–65.*

16. Zatsepin AG. On peculiarities and similarities of the coherent structure formation in stratified and rotating fluid. In: Linden PF, Redondo JM, editors. Turbulent mixing in geophysical flows. Barcelona: International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE); 2001. p. 211–299.
17. Zatsepin AG, Gerasimov VV, Ostrovskii AG. Laboratory study of turbulent mass exchange in a stratified fluid. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022;10:756–774. <https://doi.org/10.3390/jmse10060756>
18. Barenblatt GI. Self-similar phenomena — dimensional analysis and scaling. Dolgoprudny: Publishing house “Intellect”; 2009. 216 p.

Об авторах

ГЕРАСИМОВ Валерий Валериевич, младший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0009-0002-2773-5261, e-mail: gerasimov.vv@ocean.ru

ЗАЦЕПИН Андрей Георгиевич, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории экспериментальной физики океана ИО РАН, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-5527-5234, Scopus AuthorID: 7004260979, WoS ResearcherID: E-4999-2014, SPIN-код (РИНЦ): 1707-3104, e-mail: zatsepin@ocean.ru



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-7)

EDN UUQXNB

УДК 551.468

© А. В. Багаев*, Ю. Ю. Юровский, Ю. В. Манилюк, А. Ю. Белоконов, В. А. Кальпа, 2025

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

*a.bagaev1984@gmail.com

Исследование длинноволновых колебаний уровня моря в севастопольских бухтах на основе данных натурных наблюдений

Статья поступила в редакцию 19.03.2025, после доработки 27.05.2025, принята в печать 30.05.2025

Аннотация

Приводится описание массива данных измерений колебаний уровня моря, выполненных с дискретностью 1 мин, в трех бухтах г. Севастополя: Голландия, Карантинная и Круглая. Детально проанализирован отрезок с начала октября по середину декабря, наиболее обеспеченный синхронными измерениями. Спектральный и вейвлет анализы позволили подтвердить проявления описанных ранее приливных колебаний, а также сейш Черного моря. Более детальный анализ спектральных и фазовых диаграмм позволил описать периоды, на которых проявляются локальные собственные моды. Показано, что в рассмотренных бухтах колебания, вызванные приливами, глобальными сейшами Черного моря и шельфовыми сейшами происходят синфазно. Взаимодействие бухт на собственных периодах имеет противофазный характер. Впервые на основе данных натурных наблюдений для системы Севастопольских бухт было показано, как старшие моды более крупной бухты проявляются в колебаниях прилегающих более мелких бухт. Высокие значения когерентности отмечены между колебаниями в бухтах Голландия и Карантинная на собственных периодах Севастопольской бухты, равных 48 и 10 мин. Бухты Круглая и Карантинная активно взаимодействуют между собой на периодах мод Гельмгольца (11,9 мин — период моды Гельмгольца бухты Карантинная; 13,5 мин — период моды Гельмгольца бухты Круглая).

Ключевые слова: Черное море, Севастопольская бухта, сейши, спектральный анализ, вейвлет-анализ, уровень моря

© А. В. Багаев*, Ю. Ю. Юровский, Ю. В. Манилюк, А. Ю. Белоконов, В. А. Кальпа, 2025

Marine Hydrophysical Institute RAS, 2 Kapitanskaya Str., Sevastopol, 299011, Russia

*a.bagaev1984@gmail.com

Long-Wave Sea Level Oscillations Study in Sevastopol Bays via *in situ* Data

Received 19.03.2025, Revised 27.05.2025, Accepted 30.05.2025

Abstract

The paper describes the data set of measurements of sea level oscillations with a discreteness of 1 minute in three bays of Sevastopol: Gollandiya, Karantinnaya and Krouglaya. The period from early October to mid-December, which is the most provided with synchronous measurements, was analyzed in detail. Spectral and wavelet analysis allowed us to confirm the manifestations of the previously described tidal oscillations, as well as the Black Sea seiche. A more detailed analysis of spectral and phase diagrams allowed us to describe the periods at which local eigenmodes are manifested. It is shown that in the considered bays the oscillations caused by tides, global seiches of the Black Sea and shelf seiches occur in-phase. The interaction of the bays on their own periods has an antiphase character. For the first time on the field observations for the Sevastopol bay system, it was shown how the senior

Ссылка для цитирования: Багаев А.В., Юровский Ю.Ю., Манилюк Ю.В., Белоконов А.Ю., Кальпа В.А. Исследование длинноволновых колебаний уровня моря в севастопольских бухтах на основе данных натурных наблюдений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 88–100. EDN UUQXNB.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-7)

For citation: Bagaev A.V., Yurovsky Yu. Yu., Manilyuk Yu.V., Belokon A. Yu., Kalpa V.A. Long-Wave Sea Level Oscillations Study in Sevastopol Bays via *in situ* Data. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):88–100.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-7](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-7)

modes of a larger bay manifest themselves in the oscillations of adjacent smaller bays. High values of coherence were noted between the oscillations in the Gollandiya and Karantinnaya Bays at the natural periods of Sevastopol bay equal to 48 and 10 min. Kroug-laya and Karantinnaya Bays actively interact with each other at the Helmholtz mode periods (11.9 min — Helmholtz mode period of Karantinnaya Bay; 13.5 min — Helmholtz mode period of Kroug-laya Bay).

Keywords: Black Sea, Sevastopol Bay, seiches, spectral analysis, wavelets, sea level

1. Введение

Черное море является внутренним морем, в котором приливы выражены слабо, но имеется ряд работ, например [1], в которых на основе хорошо обеспеченных данных натурных наблюдений показано, что на побережье Крыма наиболее интенсивны главная лунная полусуточная составляющая $M_2 = 12,42$ ч и гравитационная лунно-солнечная суточная составляющая $K_1 = 23,93$ ч.

На юго-западе Крымского полуострова в прибрежной части г. Севастополя находится система бухт различных размеров и батиметрии (рис. 1). Гидродинамика в бухтах определяется их батиметрией, преобладанием северо-западных и северо-восточных ветров, а также прилегающим относительно широким шельфом. Выходы всех мелких бухт ориентированы на север, а выход из Большой Севастопольской бухты направлен на запад.

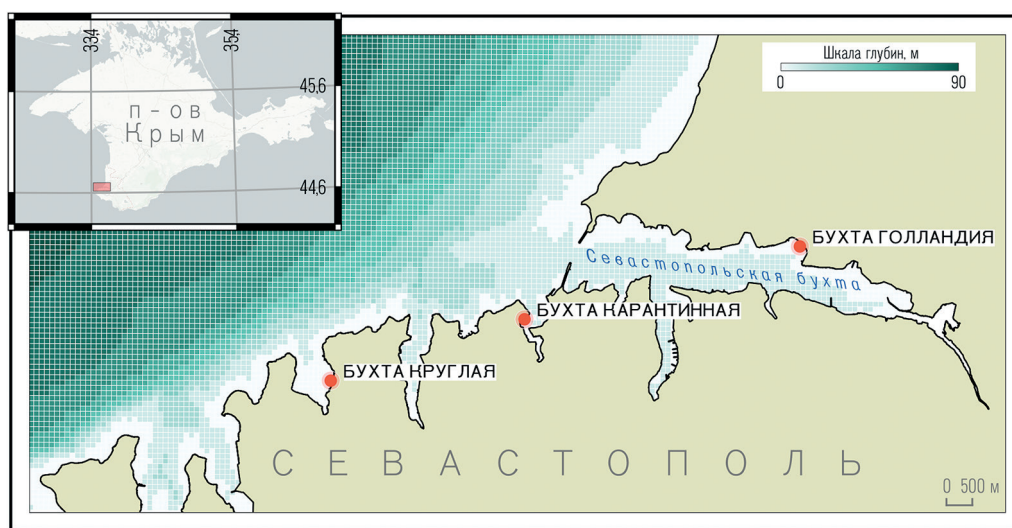


Рис. 1. Схема района исследований. Показана упрощенная батиметрия прилегающего шельфа. Расположение измерителей уровня моря показано оранжевыми маркерами

Fig. 1. The study area. Simplified bathymetry of the adjacent shelf is shown. The location of the tide gauges is shown by orange markers

Кроме неплохо изученной Большой Севастопольской бухты [2], имеется также цепочка более мелких бухт к западу от нее (рис. 1). Однако исследованы они еще недостаточно. Особенно это относится к проведению непосредственных и длительных натурных наблюдений за уровнем моря и течениями. Последние два десятка лет натурные наблюдения носили фрагментарный характер. Океанологические исследования главным образом проводились в Севастопольской бухте. Их основные результаты можно найти в монографии [2]. Стонно-нагонные колебания и сейши в Севастопольских бухтах исследованы также в работе [3]. В частности установлено, что максимальная амплитуда стонно-нагонных колебаний составила 18–34 см.

Ранее было показано [4, 5], что на спектрах океанологических характеристик в бухте Круглая достоверно определяются максимумы на периодах, значения которых превышают теоретические величины периодов локальных собственных мод данной бухты. Высказано предположение, что часть из них может быть проявлением собственных колебаний соседних бухт.

В 2024 г. нам впервые удалось установить мареографы в трех бухтах г. Севастополя (Круглая, Карантинная, Голландия, см. рис. 1) и получить длительные синхронные ряды наблюдений за изменениями уровня моря при различных метеоусловиях.

Целью настоящей работы является выявление различных типов длинноволновых колебаний в сева-
 стопольских бухтах на основе данных натурных наблюдений с помощью методов спектрального анализа.
 Представленные результаты являются логическим продолжением исследований по изучению собственных
 колебаний уровня моря в системе бухт Севастополя и описанию их спектральных характеристик.

1.1. Обзор результатов предыдущих исследований

В начале прошлого века наблюдения за уровнем моря с помощью мареографа осуществлялись на мор-
 ской гидрометеорологической станции Севастополь, расположенной на Павловском мысу. В монографии
 [6] приведена мареограмма за 25 августа 1911 г. (рис. 2, а) с мареографа при Обсерватории Морского ведом-
 ства, расположенном на Павловском мысу.

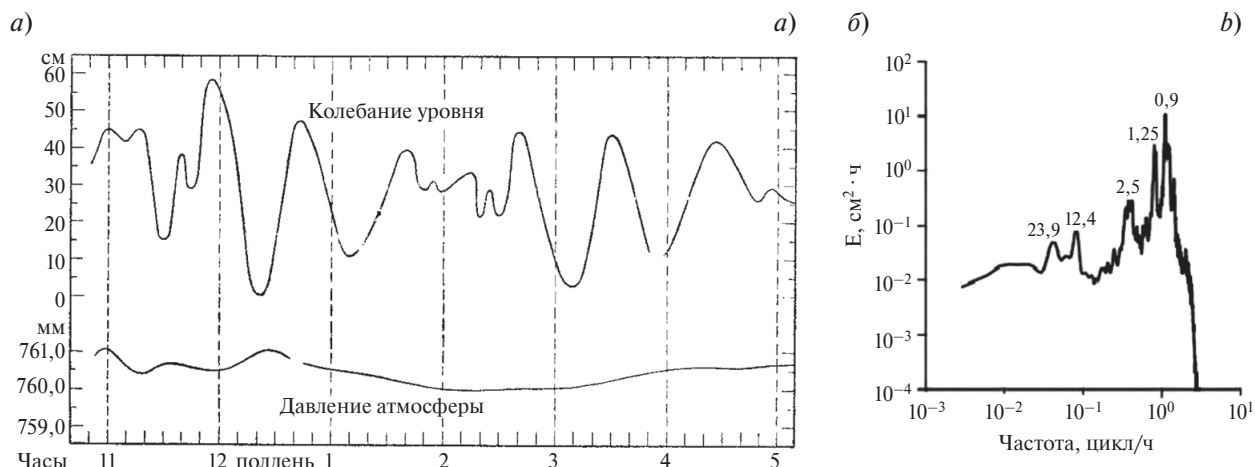


Рис. 2. Сейши в Севастопольской бухте 25 августа 1911 г [6] (а). Спектр колебаний уровня моря в Севастопольской бухте
 для 90-суточной реализации 02.05.2001–30.07.2001 [2]. Показаны периоды для основных пиков, ч (б)

Fig. 2. Seiches in Sevastopol Bay on August 25, 1911 [6] (a). Spectrum of sea level oscillations in Sevastopol Bay for 90-day reali-
 zation 02.05.2001–30.07.2001 [2]. The periods (in hours) for the main peaks are shown (b)

Там же дано описание метеорологической ситуации и самого явления: «Утром прошла гроза над Сева-
 стопольской бухтой, ... Резкое убывание давления в 11 ч утра дало толчок уровню, и он начал колебаться.
 ... Такая амплитуда колебаний в 58 см редко достигается ..., за целый ряд лет наблюдений подобной не за-
 мечено» [6].

В работе [3] приведены результаты обработки данных наблюдений за уровнем на гидрометеорологи-
 ческой станции Севастополь, расположенной на м. Павловский. В 2001 г. там был установлен цифровой
 регистратор, который с помощью магнитной муфты соединялся с барабаном стандартного поплавкового
 мареографа СУМ. Измерения проводились с апреля 2001 г. по сентябрь 2002 г. Во время интенсивных сейш
 кроме основных максимумов на периодах 2,5; 1,25 и 0,9 ч также выделяются локальные максимумы на пе-
 риодах 16,5; 14,6; 12; 10,5; 9,6 мин. При интенсификации сейшевых колебаний их амплитуды достигают
 20 см и более, а у «фоновых» сейш обычно не превышают 3–5 см. Для холодного сезона (февраль–март
 2002 г.) получены аналогичные результаты.

На рис. 2, б приведен спектр колебаний уровня в Севастопольской бухте, построенный по 90-суточной
 реализации [2]. На данном спектре выделяются колебания, соответствующие полусуточной и суточной со-
 ставляющим прилива, а также периоды: 0,9; 1,25; 2,5 ч, характерные для сейш.

Сведения о сейшевых течениях в Севастопольской бухте очень скудные. В основном они получены
 в результате кратковременных измерений, выполненных во время экспедиций Морского гидрофизическо-
 го института в 2008 и 2014 гг. [7, 8]. При этом было установлено, что у входа в бухту флуктуации течений
 происходят с периодом около 60 мин.

1.2. Теоретические представления о локальных сейшевых колебаниях

Сейшевые колебания являются одним из самых распространенных видов длинноволновых движений
 в бухтах и заливах. Они охватывают всю массу жидкости в водоеме. Общепринятой научной точкой зре-

ния является гипотеза, что сейши в бухтах генерируются не за счет непосредственного воздействия внешних факторов (атмосферного давления, ветра, осадков и пр.) на внутреннюю акваторию, а за счет прихода длинных волн из открытого моря через вход. Потери волновой энергии связаны в основном не с процессами диссипации, а происходят за счет излучения ее через открытую границу [9].

В частично замкнутых акваториях существует также особый вид колебаний — мода Гельмгольца (нулевая или фундаментальная мода), аналогичная основному тону акустического резонатора, отсутствующая в замкнутых водоемах. Данная мода не имеет узловых линий в акватории бухты, ее узловая линия расположена у входа в бухту. Как показывают данные натурных наблюдений, в бухтах и гаванях с узким входом мода Гельмгольца обычно доминирует над всеми остальными видами собственных колебаний и определяет общий характер движений во внутренней акватории [9, 10].

По результатам численного моделирования [10] показано, что наибольший период (около 50 мин) среди мод сейшевых колебаний севастопольских бухт имеет мода Гельмгольца Севастопольской бухты. Значения периодов мод Гельмгольца крупных севастопольских бухт составляют: Камышовая — 21,8 мин, Стрелецкая — 15 мин, Карантинная — 11,4 мин, Круглая — 8,9 мин.

В результате связи бухт через их входы расширяется модовый состав собственных колебаний в них за счет проникновения собственных мод смежных бухт [4, 11–13]. Если одна из бухт системы содержит бухту, заметно превышающую по размерам остальные, тогда ее собственные моды проникают в соседние бухты с высокой интенсивностью. Такой эффект проявляется в севастопольских бухтах [4], где мода Гельмгольца Севастопольской бухты предположительно проникает в бухту Круглая, и на Балеарских островах, где мода Гельмгольца бухты Сьютаделья (Ciutadella) проникает в меньшую бухту Платха Гран (Platja Gran), часто приводя к разрушениям [11].

2. Материалы и методы

Постановка приборов, сбор и обслуживание данных проводились с июня по декабрь 2024 г. Наиболее продолжительный фрагмент данных был зафиксирован в бухте Карантинная и охватывает период около 4 мес (рис. 3). В бухте Голландия запись длилась примерно 3 мес. Однако измерения в бухте Круглая оказались менее успешными из-за технических проблем. Измерительное оборудование дважды было повреждено во время штормов — 5 ноября и 3 декабря. В результате удалось получить только один достаточно длительный фрагмент данных продолжительностью около 1,5 мес.

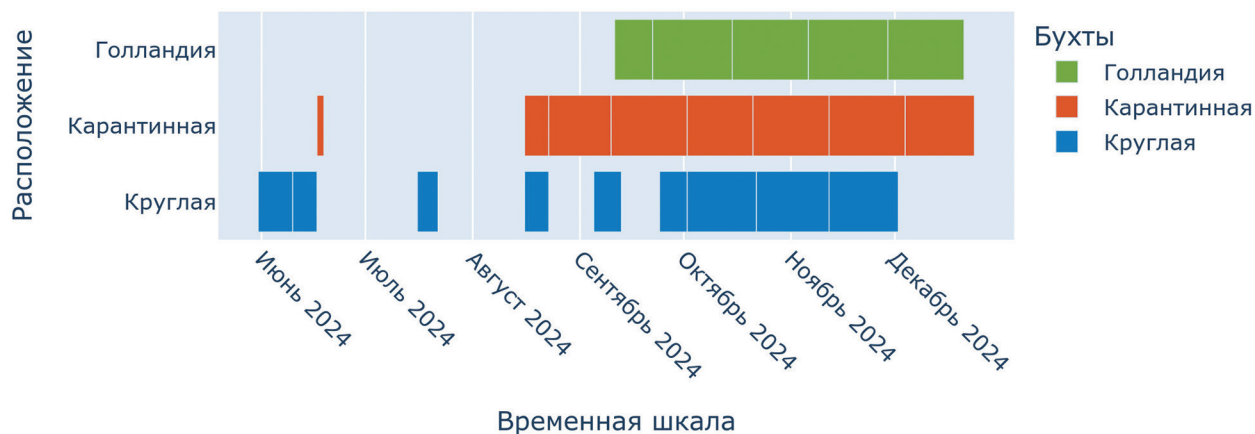


Рис. 3. Диаграмма доступности данных измерений

Fig. 3. Diagram of measurement data availability

Для измерения уровня моря использовались автономные измерители, построенные на базе легкодоступных ультразвуковых дальнометров JSN-SR04T [4]. Принцип работы такого прибора сводится к регистрации измеренного времени распространения сигнала от приема-передатчика до поверхности моря и обратно и записи полученного значения на карту памяти с частотой 10 Гц. На этапе пост-обработки, выполняющемся «на берегу», измерения подвергаются визуальному контролю качества, фильтрации выбросов и в конечном итоге осреднению за интервал времени, принятый в данной работе равным 1 мин. Каждый прибор был оборудован дублирующим приемо-передатчиком, который фиксировал расстояние до жестко

закрепленной площадки (60–70 см), а также измерителем температуры воздуха. На основе этих данных проводилась коррекция измерений с учетом изменения скорости звука в атмосфере. Места установки приборов показаны на рис. 1.

Измеритель в бухте Круглая был размещен в средней части восточного берега бухты на углу железобетонного пирса, выступающего в море на 5 м. Глубина места — около 2 м. Ориентация опорной штанги приблизительно на СЗ, т. е. на вход в бухту. Расстояние до входа в бухту — около 800 м.

Измеритель в бухте Карантинная был размещен на конце длинной части Г-образного бетонного пирса, выступающего в море на 30 м. Глубина места — около 2 м. Пирс ориентирован так, что он закрывает датчик от прямого действия ветровых волн, приходящих в бухту, и фактически отфильтровывает самые высокочастотные колебания. Ориентация опорной штанги приблизительно на ССЗ. Расстояние до входа в бухту — около 500 м.

Измеритель в бухте Голландия был размещен во внутреннем углу железобетонного полупроницаемого пирса в северо-восточной, вершинной части бухты. Место крепления отстоит от берега на 10 м. Глубина места — около 2 м. Пирс ориентирован так, что он закрывает датчик от прямого действия ветровых волн, приходящих с юга и юго-запада, но открыт для волнения, приходящего из большой Севастопольской бухты. Ориентация опорной штанги — приблизительно с севера на юг, но датчик был ориентирован на запад. Расстояние до входа в бухту Голландия — около 300 м, но относительно большой Севастопольской бухты датчик размещен примерно в середине северного берега (4 км до входа в бухту и 3,5 км до вершины бухты).

3. Результаты

В ходе исследования были проанализированы все доступные записи, за исключением первых коротких фрагментов, полученных летом. На временных масштабах, превышающих несколько суток, записи уровня воды демонстрируют высокую степень согласованности (рис. 4). Максимальный уровень воды, вероятно связанный с сезонными изменениями, был зафиксирован в конце сентября.

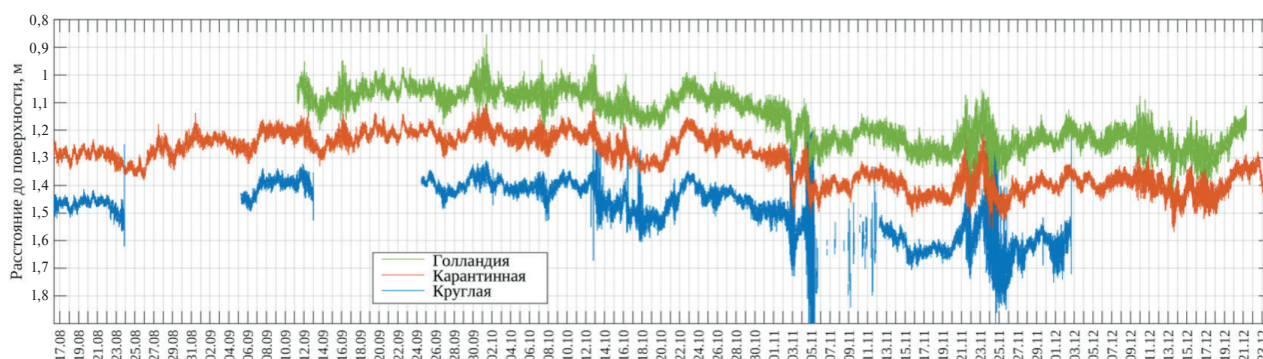


Рис. 4. Временная диаграмма измеренного расстояния от датчика до поверхности моря для трех станций. Шкала времени градуирована в сутках. Осреднение данных — 1 мин

Fig. 4. Time diagram of the measured distance from the sensor to the sea surface for three stations. The time scale is graduated in days. Data averaging is 1 min

Измерение расстояний акустическими датчиками имеет свою специфику, связанную с существенной зависимостью скорости звука от состояния воздуха на трассе, по которой распространяется сигнал. Скорость звука определяется скоростью теплового движения молекул, поэтому для атмосферного воздуха наиболее сильной является зависимость от температуры. Поскольку вариации температуры имеют ярко выраженный суточный ход, точность прямых измерений на таких периодах может вызывать определенные сомнения. Для оценки возможных ошибок, связанных с изменчивостью скорости звука, в прототипах приборов были предусмотрены измерители температуры (вынесенный из корпуса датчик). На одном из приборов (б. Голландия) было установлено второе, калибровочное, «плечо» измерений: одновременно с измерением вертикального расстояния от датчика до воды, с помощью второго идентичного датчика измерялось горизонтальное расстояние до специально установленной мишени (расстояние около 70 см).

Таким образом, у нас есть возможность сравнить результаты применения двух типов коррекции: по температуре и по прямым измерениям скорости звука. Поскольку в наших работах нас главным образом интересуют вариации сигнала, а не абсолютный уровень, анализ ошибок представлен в спектральном

пространстве на примере б. Голландия. Как следует из рис. 5, *а*, применение коррекции заметно влияет только на низкочастотную часть спектра (периоды более суток). На более высоких частотах расхождения сравнимы с толщиной линии или шумом спектра. Более подробно ошибки показаны на панели (*б*), где представлено отношение амплитуд в зависимости от частоты (квадратный корень из отношения спектров, показанных на панели (*а*)).

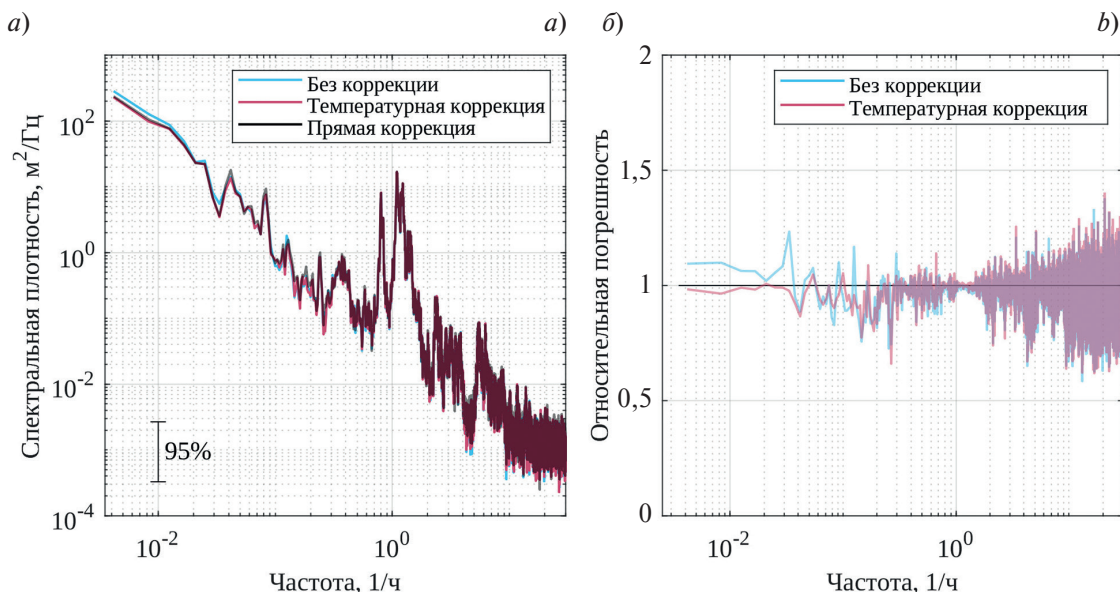


Рис. 5. Диаграмма спектральной плотности энергии колебаний уровня моря в б. Голландия как пример применения температурной коррекции для учета изменений скорости звука в воздухе (*а*) и диаграмма относительной погрешности на разных периодах колебаний (*б*). Показан 95 % доверительный интервал

Fig. 5. Diagram of the spectral energy density of sea level oscillations in the Gollandiya Bay as an example of application of temperature correction to account for changes in sound velocity in air (*a*) and diagram of relative error at different periods of oscillations (*b*). 95 % confidence limits are shown

В худшем случае, т. е. когда коррекция не применяется, наибольшие отклонения составляют не более 25 % на суточном периоде, если за истинные значения считать измерения, скорректированные по калибровочному плечу. На более низких частотах эта ошибка порядка 10 %. Применение только температурной коррекции уменьшает разброс до единиц процентов. На частотах, соответствующих наиболее выраженным компонентам (период около 1 ч), ошибки также стремятся к нулю (толщине линии на графиках). На высоких частотах коррекция только добавляет шум, не внося выраженных изменений. Таким образом, представленный в работе метод измерений можно признать вполне подходящим как для идентификации спектральных максимумов, так и для оценки их абсолютных значений амплитуд колебаний уровня. В дальнейшем представлены результаты обработки с температурной коррекцией, хотя отсутствие таковой не влияет на конечные выводы данной работы.

На рис. 6 показаны спектры (спектральная плотность энергии колебаний уровня моря) по измерениям в трех бухтах за период с 11.09.25 по 21.12.25 (отметим, что в рядах б. Круглая есть пропуски, поэтому спектральное осреднение здесь немного меньше, а шумовые вариации спектра, соответственно, больше). Спектры изобилуют множеством линий и полос разной ширины и интенсивности. Условно можно выделить три диапазона. Первый соответствует суточным и полусуточным приливным колебаниям. Для сравнения показаны расчеты по модели ЕОТ20¹, которая построена по глобальным альтиметрическим данным, полученным за несколько десятилетий по всему Мировому океану. Примечательно, что спектральные плотности суточных и полусуточных пиков находятся в близком соответствии с измерениями, несмотря на весьма малую амплитуду приливных колебаний, характерных для Черного моря (разность высокой и низкой воды 2–3 см). Наиболее хорошо проявляется полусуточный пик, в котором доминируют приливные составляющие T2, S2, M2. Суточный пик практически не различим на фоне шумового континуума (в этом случае

¹ База открытых океанографических данных. URL: <https://www.seanoe.org/data/00683/79489/> (дата обращения: 01.07.2025)

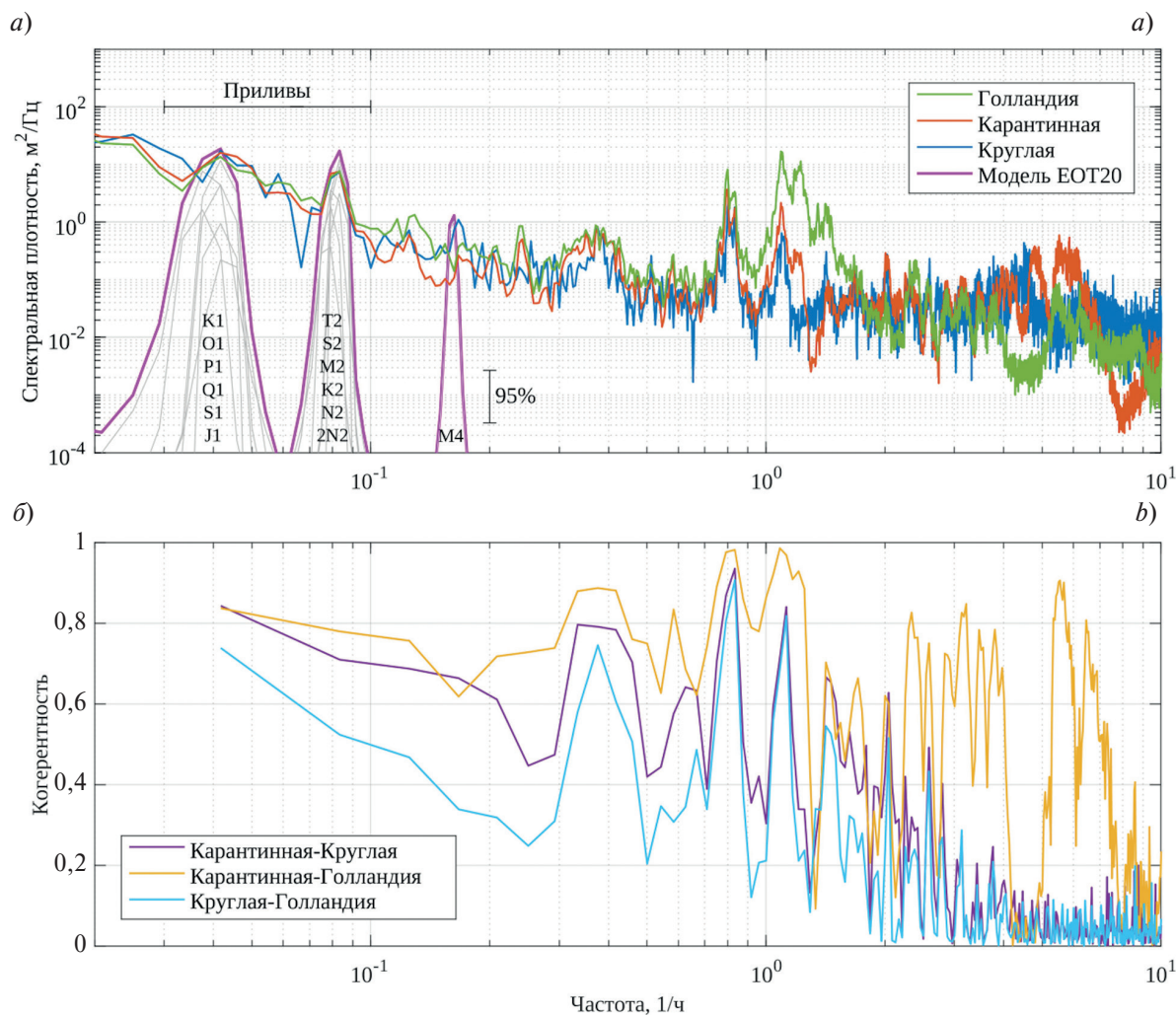


Рис. 6. Диаграммы спектральной плотности энергии колебаний уровня моря в трех бухтах (а) и попарная когерентность на разных периодах (б). Показан 95 % доверительный интервал

Fig. 6. Spectral energy density diagrams of sea level oscillations in three bays (a) and pairwise coherence at different periods (b). 95 % confidence limits are shown

преобладают составляющие K1 и O1). Четвертая гармоника основной лунной приливной волны M4 (период шесть часов), возникающая из-за нелинейных эффектов, не проявляется так, как предсказывает модель, возможно, из-за не совсем точного учета влияния дна, учет которого принципиален для M4.

Далее, в сторону высоких частот, можно выделить спектральные максимумы, обусловленные, по всей видимости, сейшми Черного моря (периоды 153, 174, 191 мин) [14, 15].

Нами условно выделен диапазон сейш системы связанных бухт (более подробно показан на рис. 7). Наиболее значимые в этом интервале частот пики приходятся на периоды около 1 ч, соответствующие моде Гельмгольца Севастопольской бухты. Эти компоненты весьма ярко проявляются как в самой Севастопольской бухте, так и в б. Круглая и б. Карантинная. Взаимная когерентность между представленными рядами показана на рис. 6, б.

В диапазоне приливных компонент когерентность весьма высока, за исключением несколько заниженных значений для пары Круглая–Голландия (возможно, из-за их открытости и, соответственно, более сильного влияния шума от поверхностных волн). Для пары Карантинная–Голландия когерентность на основных часовых модах практически достигает 1. На остальных парах эта величина также не менее 0,8. Обращает также на себя внимание связанность колебаний в паре Карантинная–Голландия на периодах десятков и единиц минут, чего не наблюдается для остальных пар.

На рис. 7 более подробно представлен интервал, соответствующий колебаниям на собственных частотах бухт. Объективное выделение спектральных составляющих здесь вряд ли возможно, поскольку в ко-

нежном итоге оно все равно будет опираться на задаваемые субъективно уровни значимости. Поэтому мы ограничимся визуальным определением спектральных линий (показаны на рис. пунктиром). Две основные линии на периодах около 1 ч, как уже отмечалось, присутствуют во всех трех сигналах. Более короткопериодные встречаются как во всех трех, так и в некоторых парах или же только в одной из бухт.

На рис. 7 заметно выделяются три мощных пика на периодах со значениями 54,2; 48,6 и 42,0 мин. При этом колебания с периодами 54,2 и 42,0 имеют место во всех рассмотренных здесь бухтах. В парах Голландия—Карантинная и Голландия—Круглая колебания на периоде 54,2 мин происходят синфазно (рис. 9), а на периоде 42,0 мин — противофазно (рис. 9). Появление таких сейш в системе севастопольских бухт можно объяснить наличием в ней Севастопольской бухты, период моды Гельмгольца которой по разным оценкам [10, 16] составляет 48–50 мин. Как показано в [17, 18], наличие связи расширяет спектр возможных собственных колебаний в системе бухт. При этом становятся возможными как синфазные колебания (их период больше собственного периода бухты, их породившей), так и противофазные — их период меньше. Как видно, такое явление наблюдается и в системе севастопольских бухт. Кроме указанных колебаний с периодами 54,2 и 42,0 мин, в бухтах Голландия (часть Севастопольской бухты) и Карантинная (в ней измерительный прибор располагался недалеко от входа в нее (рис. 1)) имеют место колебания с периодом 48,6 мин, которые можно связать с модой Гельмгольца Севастопольской бухты, обусловленной ее батиметрией и профилем береговой черты. Данная мода выделяется лишь в близко расположенных друг к другу Севастопольской и Карантинной бухтах. А в бухте Круглой, более удаленной от Севастопольской бухты, данная мода не регистрируется (рис. 7).

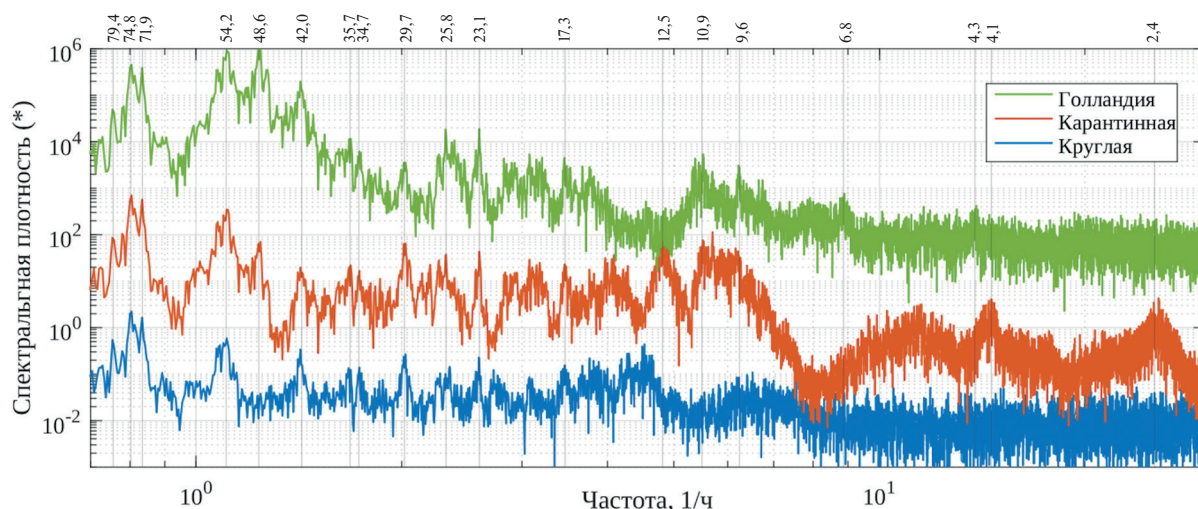


Рис. 7. Диаграммы спектральной плотности энергии колебаний уровня моря в трех бухтах для короткопериодного интервала (спектры искусственно разнесены по оси ординат для лучшей визуализации)

Fig. 7. Spectral energy density diagrams of sea level oscillations in three bays for a short-period interval (spectra are artificially separated along the ordinate axis for better visualization)

Вейвлет-анализ, в отличие от стандартного Фурье-анализа, позволяет отследить временную изменчивость спектральных компонент сигнала. В некотором смысле такой анализ аналогичен оконному преобразованию Фурье, но, в отличие от него, вейвлет-преобразование обладает переменным спектральным разрешением, что позволяет рассматривать одновременно высокочастотные и низкочастотные составляющие и анализировать их эволюцию. На рис. 8 представлены ненормированные вейвлет-спектры мощности для трех бухт: $W(f, \tau) = \int x(t)w(f, t - \tau)dt$, где $x(t)$ — измеренный уровень моря в одной из бухт, $w(f, t) = e^{i2\pi ft} \cdot e^{-t^2 f^2 / \delta^2}$ — комплексный вейвлет Морле с параметром ширины δ , равным 4 (около 8 периодов вейвлета по половинному уровню амплитуды вейвлета). Поскольку спектр имеет ярко выраженный ход (f^{-2} , см. рис. 6), на рис. 8 матрицы квадратов коэффициентов вейвлет-преобразования домножены на квадрат частоты для лучшей визуализации короткопериодных и длиннопериодных колебаний, поэтому лишь условно связаны с со спектральной мощностью сигнала.

Как и на Фурье-спектрах, здесь четко видны две линии на периодах 75 и 54 мин сразу во всех бухтах. В б. Голландия и б. Карантинная также проявляется довольно сильная линия на периоде около 48 мин, чего нельзя сказать о б. Круглая, где данная линия отсутствует или лежит значительно ниже шумового уровня.

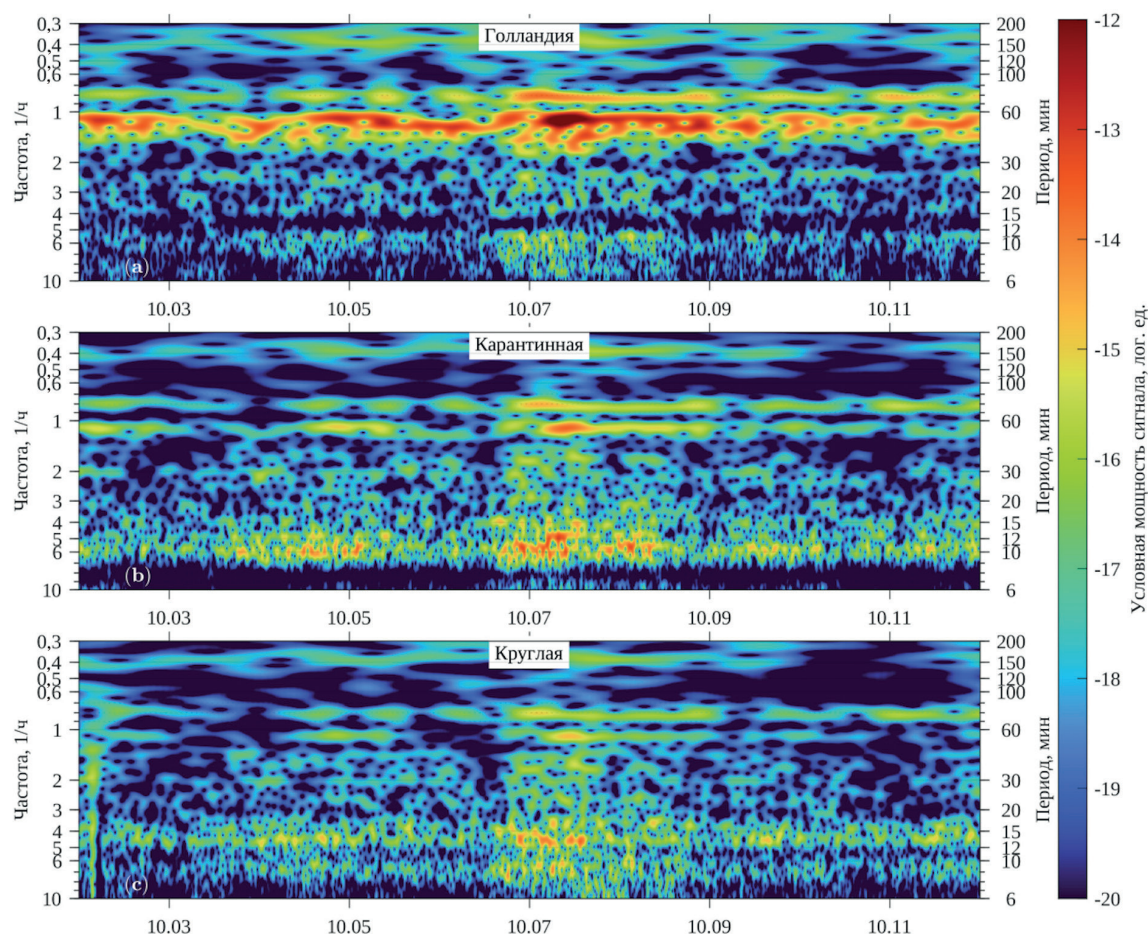


Рис. 8. Вейвлет-диаграммы спектральной плотности энергии колебаний уровня моря в трех бухтах

Fig. 8. Wavelet diagrams of the spectral energy density of sea level oscillations in three bays

Четкую временную изменчивость проследить в целом затруднительно. Характерно, что во время штормов, как правило, усиливаются колебания на всех частотах. Особенно хорошо это видно для б. Круглая, являющейся наиболее открытой из обсуждаемых. Интересным представляется четкая суточная периодичность в коротковолновых компонентах б. Голландия. Предположительно, она связана с дневным развитием поверхностного волнения в бухте. В меньшей степени такой эффект проявляется в б. Круглая. В б. Карантинной его практически не видно, возможно, из-за того, что точка измерений в этом случае наиболее укрыта «ковшом» пирса, на котором был установлен датчик.

Поскольку измерения в трех бухтах проводились квазисинхронно (внутренние часы измерителей корректировались каждые 2–3 недели), из вейвлет-спектров может быть получена интересная информация о разности фаз колебаний в бухтах, которая определяется разностью фаз между соответствующими комплексными вейвлет-коэффициентами. Такие фазовые сдвиги для трех пар бухт показаны на рис. 9 за 10 сут., в течение которых синхронизация часов во всех трех измерителях была наиболее надежной.

Для лучшей визуализации на диаграммы наложена маска прозрачности, величина которой пропорциональна модулю произведения соответствующих вейвлет-коэффициентов (в некотором смысле это аналог локальной когерентности сигналов на данной частоте, в данный момент времени, для данной пары сигналов). Таким образом, «подсвечены» только сдвиги фаз наиболее значимых колебаний (как и в случае с рис. 8, вейвлет-коэффициенты нормированы на квадрат частоты для одинакового восприятия быстрых и медленных колебаний). В отличие от чисто энергетического представления, фазовая картина позволяет четко разделить все спектральные компоненты на несколько групп.

Периоды 153, 174, 191 мин имеют колебания, протекающие синфазно во всех рассмотренных бухтах (рис. 9). Это свидетельствует о том, что они вызваны возмущениями, имеющими глобальный характер для данных бухт. К таким возмущениям можно отнести шельфовые сейши и глобальные сейши Черного моря.

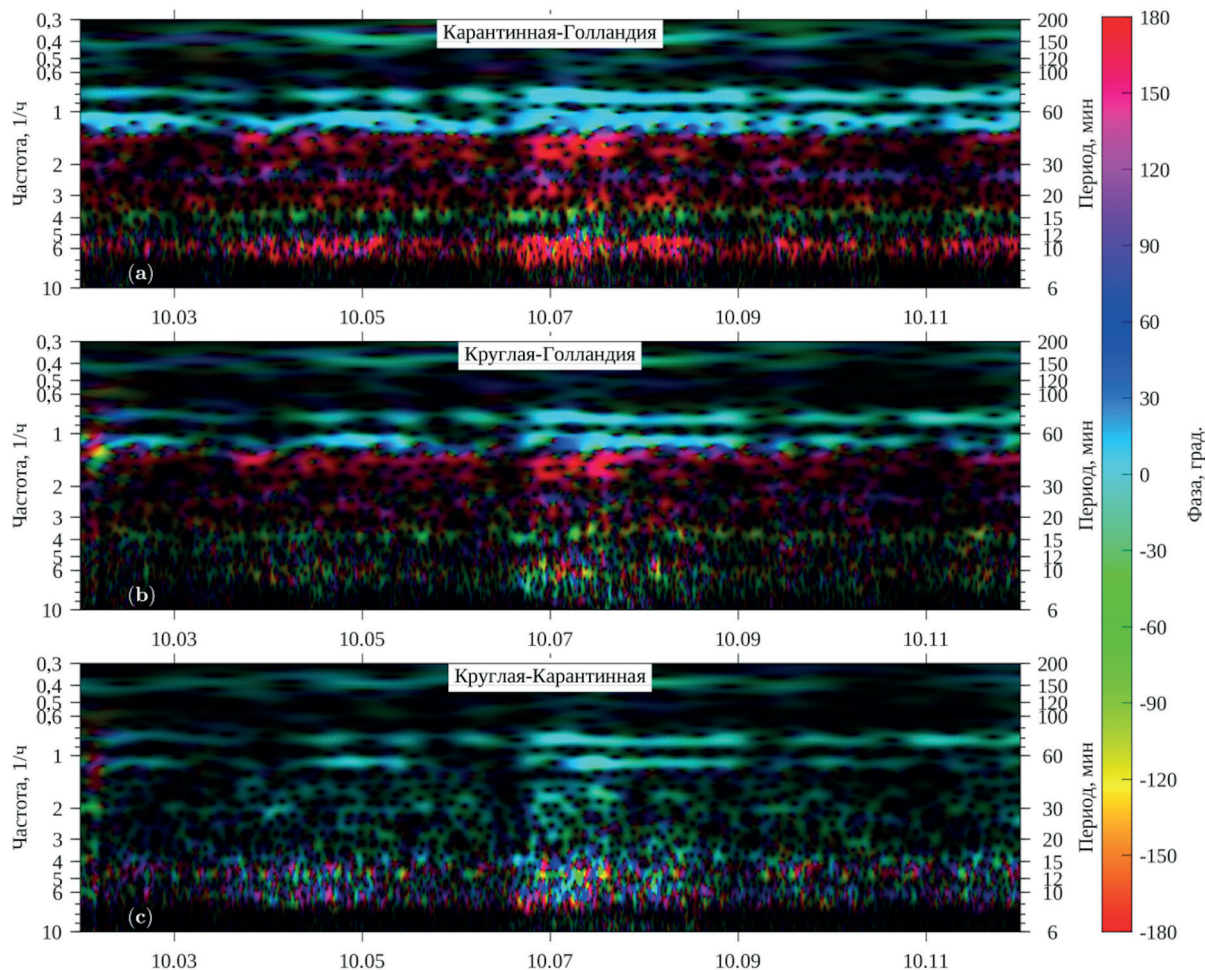


Рис. 9. Разность фаз между спектральными компонентами колебаний уровня моря в трех бухтах

Fig. 9. Phase difference between spectral components of sea level oscillations in three bays

В работе [15] на основе метода конечных элементов получено решение задачи о собственных колебаниях уровня в бассейне Черного моря. Установлено, что собственные периоды имеют следующие значения: 10,9; 7,5; 6,3; 5,5; 4,6; 4,4; 3,7; 3,3; 3,1, 2,9 ч. Анализ пространственной структуры собственных мод показывает, что в районе Севастополя интенсивность низкочастотных мод незначительна. Это объясняет почему в полученных нами спектрах отсутствуют периоды, соответствующие низкочастотным модам сейш Черного моря. В районе Севастополя достаточно интенсивны собственные моды с периодами 3,3 и 2,9 мин, что хорошо согласуется с проведенными нами наблюдениями, а периоды 174 и 191 мин можно связать с глобальными сейшами Черного моря.

Шельфовые сейши — стоячие колебания уровня моря с периодами, соответствующими резонансным частотам, зависящим от уклона морского дна. В районе Севастополя длина шельфа составляет около 47 км. Его глубину можно аппроксимировать линейной зависимостью $h(x) = \alpha x$, где $\alpha = 0,00426$. Резонансные периоды такого шельфа можно вычислить по формуле [17]: $T_n = \frac{8\sqrt{L}}{(n\sqrt{g\alpha})}$, где L — ширина шельфа, $n = 1, 3, 5, \dots$ — номер моды, g — ускорение свободного падения.

Расчет для Севастополя значений периодов шельфовых сейш дает: T первой моды = 142 мин, T третьей = 47 мин, T пятой = 28 мин. Можно допустить, что период, равный 154 мин, близок к первой моде шельфовых сейш.

Синфазные колебания (фазовый сдвиг около 0 градусов) имеют глобальный характер для системы севастопольских бухт и проявляются одновременно во всех бухтах системы. В эту группу входят все приливные составляющие, высокочастотные моды глобальных сейш Черного моря с периодами, равными 3,3 и 2,9 ч, а также первая мода шельфовых сейш с периодом около 2,5 ч. Также к этой группе можно отнести

и колебания с периодами 75 и 54 мин, выделяемые во всех рассмотренных здесь бухтах. Первое из них, вероятно, является высокочастотной модой глобальных сейш Черного моря, а второе связано с влиянием Севастопольской бухты. Далее, по мере уменьшения периода, фаза меняется скачком на 180 градусов для пар Круглая—Голландия и Карантинная—Голландия, условно образуя вторую группу противофазных колебаний. В данную группу входят сейши системы связанных севастопольских бухт, обусловленные батиметрией, размерами и формой бухт. Как показано в работах [11, 17, 18], сейши в связанных бухтах стремятся принять противофазный характер. Из рис. 9 видно, что в севастопольских бухтах наиболее ярко выражено связанное противофазное колебание Голландия—Карантинная и Голландия—Круглая, имеющее период около 42 мин, соответствующий моде Гельмгольца Севастопольской бухты. Указанное колебание практически отсутствует в паре Круглая—Карантинная. Это свидетельствует о том, что оно вызвано Севастопольской бухтой, а не данными бухтами.

Среди полосы противофазных колебаний интересным представляется наличие третьей группы колебаний: двух линий со сдвигом около $+60^\circ$ на периоде 25 мин и около -60° на периодах 12–17 мин (знак фазы здесь условный, поскольку определяется выбором порядка бухт в паре). Такая картина четко наблюдается для пары Карантинная—Голландия и в несколько более зашумленном виде для пары Круглая—Голландия.

Также можно выделить четкую противофазную линию в районе периода 10 мин в паре Карантинная—Голландия. В работе [10] на основе математического моделирования показано, что Севастопольская бухта имеет собственный период, имеющий значение около 10 мин. При этом данное колебание проявляется с высокой интенсивностью в смежной с ней Карантинной бухте в виде «чужой» моды («чужими» принято называть моды сейш, проникающие из соседних бухт и прибрежной зоны, не являющимися собственными для бухты, в которую они проникают). В паре Круглая—Голландия такая линия практически не наблюдается, что свидетельствует о том, что данное колебание вызвано Севастопольской бухтой. Наконец, в паре Круглая—Карантинная, помимо подавляющего большинства синфазных колебаний, из данных наблюдений выявляются колебания на периодах 10–15 мин — сдвиг между ними близок к 180° . Они представляют собой моды связанных сейш на периодах мод Гельмгольца Карантинной (11,9 мин [10] и Круглой (13,5 мин [4]) бухт.

Наши результаты подчеркивают важность эффектов связанности бухт. Дальнейший анализ и интерпретацию представленных в настоящей работе натурных наблюдений предполагается выполнить с привлечением прямого численного моделирования.

4. Заключение

На основе анализа данных натурных наблюдений за уровнем моря, выполненных с июня по декабрь 2024 г. с помощью ультразвуковых измерителей уровня моря МГИ, размещенных в севастопольских бухтах Голландия, Карантинная и Круглая установлено следующее.

Выделены две группы периодических колебаний уровня моря. Первая — колебания, происходящие синфазно в рассмотренных бухтах, вторая — противофазные колебания.

К выделенным синфазным колебаниям относятся глобальные колебания уровня, проникающие в бухты из открытого моря. Они включают в себя приливные, высокочастотные моды глобальных сейш Черного моря с периодами 3,2 и 2,9 ч, имеющие высокую интенсивность в районе Севастополя и первую моду шельфовых сейш с периодом 2,5 ч.

К выделенным противофазным колебаниям принадлежат сейши, возникающие в системе севастопольских бухт, определяемые их батиметрией и профилем береговой черты. Собственные периоды севастопольских бухт не превышают 50 мин. Связь между бухтами через их входы заметно расширяет модовый состав сейш в них за счет собственных мод соседних бухт.

Мода Гельмгольца Севастопольской бухты (в ней расположена бухта Голландия) с периодом около 48 мин с высокой интенсивностью проявляется в бухтах Карантинная и Круглая в виде синфазных колебаний с периодом 54,2 мин и противофазных колебаний с периодом 42,0 мин. Бухты Карантинная и Голландия интенсивно взаимодействуют друг с другом на собственном периоде Севастопольской бухты, равном 10 мин. При этом данная мода практически не достигает бухты Круглая, расположенной на большем удалении от Севастопольской бухты, чем бухта Карантинная. Бухты Круглая и Карантинная активно взаимодействуют между собой на периодах их мод Гельмгольца (11,9 мин — период моды Гельмгольца бухты Карантинная; 13,5 мин — период моды Гельмгольца бухты Круглая).

Для получения более полной картины взаимодействия севастопольских бухт и уточнения модового состава собственных колебаний в них необходимо провести численное моделирование на основе расчетной области, включающей в себя все бухты системы связанных севастопольских бухт.

Благодарности

Авторы благодарят за содействие в проведении исследований все организации, на территории которых в 2024 году были размещены измерители уровня.

Acknowledgements

The authors would like to thank all organizations where level gauges were placed in 2024 for research assistance.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда и Правительства города Севастополя № 24-27-20076 <https://rscf.ru/project/24-27-20076/>.

Funding

The research was supported by the grant of the Russian Science Foundation and the Government of the City of Sevastopol No 24-27-20076 <https://rscf.ru/project/24-27-20076/>.

Литература

1. *Медведев И.П.* Дисперсионный анализ колебаний уровня Черного моря в широком диапазоне частот // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 6. С. 489–500. EDN YPUYWL. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-489-500>
2. *Иванов В.А., Овсяный Е.И., Ренетин Л.Н.* Гидрологический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ–Гидрофизика», 2006. 90 с.
3. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Ренетин Л.Н.* и др. Сейши в Севастопольской бухте // Труды УкрНИГМИ. 2002. Вып. 250. С. 342–353.
4. *Manilyuk Yu.V., Fomin V.V., Yurovsky Yu. Yu., Bagaev A.V.* Sea level oscillations spectra of a shallow coastal bay: Cost-effective measurements and numerical modelling in Kruglaya Bay // Regional Studies in Marine Science. 2024. Vol. 69. P. 103326. EDN EINBJJ. <https://doi.org/10.1016/j.rsm.2023.103326>
5. *Багаев А.В., Белокоп А.Ю., Манилюк Ю.В.* и др. О проводимых в МГИ численных и натурных экспериментах по исследованию сейшевых колебаний в системе связанных бухт на примере системы севастопольских бухт // Тезисы докладов VIII Всероссийской научной конференции «Моря России: современные методы исследований и их практические применения». Севастополь: ФИЦ «Морской гидрофизический институт» РАН, 2024. С. 128–130.
6. *Шокальский Ю.М.* Океанография. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1959. 284 с.
7. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А., Зима В.В.* Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений (июнь 2008 года) // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 3. С. 31–43. EDN TMJXDX
8. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А.* и др. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений, ноябрь 2014 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. 2014. Вып. 28. С. 25–30. EDN VBFSNL
9. *Rabinovich A.B.* Seiches and Harbor Oscillations (Chapter 9). Handbook of Coastal and Ocean Engineering / Ed. Y.C. Kim. Singapore: World Scientific, 2009. P. 193–236. EDN WWGXHT. https://doi.org/10.1142/9789812819307_0009
10. *Manilyuk Yu.V., Lazorenko D.I., Fomin V.V.* Seiche Oscillations in the System of Sevastopol Bays // Water Resources. 2021. Vol. 48, N5. P. 726–736. EDN JYJFLJ. <https://doi.org/10.1134/S0097807821050122>
11. *Liu P.L.-F., Monserrat M., Macros M.* et al. Coupling between two inlets Observation and modeling // Journal of Geophysical Research. 2003. Vol. 108, N C3, iss. 3069. P. 14–1–14–10. EDN FFWXHX. <https://doi.org/10.1029/2002JC001478>
12. *Медведев И.П., Архипкин В.С.* Колебания уровня моря в Голубой бухте (Геленджик) // Вестник Московского университета. 2015. Серия 5. География. № 3. С. 70–78.
13. *Ковалев Д.П., Манилюк Ю.В., Ковалев П.Д.* Колебания уровня моря в смежных бухтах Торгового порта и Холмск-Северный (остров Сахалин) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 450–468. EDN XVLLYV
14. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Взаимосвязь мезомасштабных процессов с условиями среды Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1988. № 2. С. 44–50.
15. *Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* О сейшах Черного моря // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 57–61.
16. *Манилюк Ю.В., Лазоренко Д.И., Фомин В.В.* Исследование сейшевых колебаний в смежных бухтах на примере Севастопольской и Карантинной бухт // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 3. С. 261–276. EDN QEFCWJ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-261-276>
17. *Рабинович А.Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 325 с.
18. *Nakano M., Fujimoto N.* Seiches in bays forming coupled system // Journal of the Oceanographical Society of Japan. 1987. Vol. 43. P. 124–134.

References

1. Medvedev IP. Analysis of variance analysis of the Black Sea level oscillations in a wide range of frequencies. *Physical Oceanography*. 2018;25(6):448–458. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2018-6-448-458>
2. Ivanov VA, Ovsyanyj EI, Repetin LN. Hydrological regime of Sevastopol Bay and its changes under the influence of climatic and anthropogenic factors. Sevastopol: ECSO–Gidrofizika; 2006. 90 p. (in Russian).
3. Goryachkin YuN, Ivanov VA, Repetin LN, et al. Seiches in Sevastopol Bay. *Proceedings of the Ukrainian Scientific Research Institute of Marine Geology and Geophysics*. 2002;250:342–353. (in Russian).
4. Manilyuk YV, Fomin VV, Yurovsky YY, et al. Sea level oscillations spectra of a shallow coastal bay: Cost-effective measurements and numerical modelling in Kruglaya Bay. *Regional Studies in Marine Science*. 2024;69:103326. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.103326>
5. Bagaev AV, Belokon AY, Manilyuk YV, et al. On numerical and in situ experiments conducted at MGI to study seiche oscillations in the system of connected bays on the example of the Sevastopol Bay system. *Proceedings of the VIII All-Russian Scientific Conference “Russian Seas: Modern Research Methods and Their Practical Applications”*. Sevastopol: FRC “Marine Hydrophysical Institute” RAS; 2024:128–130. (in Russian).
6. Shokal'skiy Yu M. Oceanography. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1959. 284 p. (in Russian).
7. Morozov AN, Lemeshko EM, Shutov SA, Zima VV. Currents in the Sevastopol Bay from ADCP observations (June, 2008). *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2012;3:31–43. (in Russian).
8. Morozov AN, Lemeshko EM, Shutov SA, et al. Currents in Sevastopol Bay according to ADCP observations, November 2014. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones and Comprehensive Use of Shelf Resources*. 2014;28:25–30. (in Russian).
9. Rabinovich AB. Seiches and harbor oscillations. In: Kim YC, editor. *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*. Singapore: World Scientific; 2009:193–236. https://doi.org/10.1142/9789812819307_0009
10. Manilyuk YV, Lazorenko DI, Fomin VV. Seiche oscillations in the system of Sevastopol bays. *Water Resources*. 2021;48(5):726–736. <https://doi.org/10.1134/S0097807821050122>
11. Liu PL-F, Monserrat M, Marcos M, et al. Coupling between two inlet observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*. 2003;108(C3):3069. <https://doi.org/10.1029/2002JC001478>
12. Medvedev IP, Arxipkin VS. Sea level fluctuations in the Golubaya Bay (the town of Gelendzhik). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Series 5: Geography*. 2015;3:70–78. (in Russian).
13. Kovalev DP, Manilyuk YV, Kovalev PD. Sea level oscillations in the adjacent bays — Trade port and Kholmsk-Severnoy (Sakhalin Island). *Physical Oceanography*. 2024;31(3):409–426.
14. Ivanov VA, Yankovsky AE. Interrelation between mesoscale processes and the medium conditions of the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 1988;2:44–50. (in Russian).
15. Ivanov VA, Manilyuk YV, Cherkesov LV. Seiches in the Black Sea. *Russian Journal of Meteorology and Hydrology*. 1996;1(11):45–50.
16. Manilyuk YV, Lazorenko DI, Fomin VV. Investigation of seiche oscillations in the adjacent bays by the example of the Sevastopol and quarantine bays. *Physical Oceanography*. 2020;27(3):242–256. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2020-3-242-256>
17. Rabinovich AB. Long gravitational waves in the ocean: Capture, resonance, radiation. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat; 1993. 322 p. (in Russian).
18. Nakano M, Fujimoto N. Seiches in bays forming a coupled system. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*. 1987;43:124–134.

Об авторах

БАГАЕВ Андрей Владимирович, ведущий научный сотрудник МГИ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-4018-7642, Scopus AuthorID: 57189266640, WoS ResearcherID: K-5373–2016, SPIN-код (РИНЦ): 5426-7176, e-mail: a.bagaev1984@mhi-ras.ru

ЮРОВСКИЙ Юрий Юрьевич, ведущий научный сотрудник МГИ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-9995-3965, Scopus AuthorID: 24377122700, WoS ResearcherID: F-8907–2014, SPIN-код (РИНЦ): 8482-5777, e-mail: y.yurovsky@mhi-ras.ru

МАНИЛЮК Юрий Владимирович, научный сотрудник МГИ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-5752-7562, Scopus AuthorID: 6602563261, WoS ResearcherID: P-6662–2017, SPIN-код (РИНЦ): 4548-0051, e-mail: uvmsev@yandex.ru

БЕЛОКОНЬ Александра Юрьевна, старший научный сотрудник МГИ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-1299-0983, Scopus AuthorID: 57259494800, WoS ResearcherID: M-6839–2018, SPIN-код (РИНЦ): 5633-9877, e-mail: a.bazykina@mhi-ras.ru

КАЛЬПА Валерия Александровна, ведущий инженер-исследователь МГИ РАН, SPIN-код (РИНЦ): 1406–0890, e-mail: vel.kalpa@gmail.com



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-8)

EDN VTSXBC

УДК 551.46.06

© А. В. Зимин^{1,2*}, О. А. Атаджанова¹, А. А. Коник¹, О. Б. Тепнин^{1,3}, 2025

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

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9

³Камчатский филиал ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО», 683000, Петропавловск-Камчатский, ул. Набережная, д. 18

*zimin2@mail.ru

Оценка точности глобальных океанических реанализов в воспроизведении температуры и солености вод Авачинского залива (Тихий океан)

Статья поступила в редакцию 24.03.2025, после доработки 10.07.2025, принята в печать 13.08.2025

Аннотация

Цель работы — оценка точности воспроизведения вертикального распределения температуры и солености вод Авачинского залива (Тихий океан) в прибрежной части акватории по данным двух глобальных океанических продуктов реанализа: CMEMS GLORYS12v1 и GOFS3.1. В качестве независимых данных использовались результаты *in situ* измерений, выполненных по повторяющейся сетке станций в апреле 2019 и 2020 гг. Результаты показали, что оба продукта воспроизводят общие тенденции в изменении термохалинных характеристик, однако точность варьируется в зависимости от глубины и района. Средняя аномалия по температуре составила 0,6 °С для CMEMS GLORYS12v1 и 0,4 °С для GOFS3.1, а по солености — 0,3 ‰ и 0,4 ‰ соответственно. Наибольшие отклонения наблюдались на шельфовых станциях, где продукты реанализа не воспроизводили как средние значения, так и приповерхностный галоклин, что вероятно связано ограничениями разрешающей способности моделей и недостатком данных для точных расчетов. В глубоководной части залива оба продукта демонстрируют более высокую точность, хотя на отдельных станциях отмечаются неточности в воспроизведении характеристик и особенностей вертикальной структуры холодного промежуточного слоя и верхней границы теплого промежуточного слоя. В частности, GLORYS12v1 лучше воспроизводит распределение солености, тогда как GOFS3.1 более точно отражает структуру температуры. Однако оба продукта демонстрируют слабую точность в воспроизведении вертикальной структуры солености на шельфе, что указывает на необходимость более точного учета локальных процессов, таких как сток пресных вод и динамика прибрежных течений. В целом, для отслеживания состояния морских экосистем в глубоководных районах Авачинского залива, включая область каньона Северный, являющуюся эпицентром нереста восточнокамчатской популяции минтая, предпочтительным является использование данных по температуре и солености из продукта GOFS3.1.

Ключевые слова: температура, соленость, вертикальная структура вод, GOFS3.1, CMEMS GLORYS12v1, аномалия, функция расхождения, Авачинский залив, Тихий океан

© А. В. Зимин^{1,2*}, О. А. Атаджанова¹, А. А. Коник^{1*}, О. Б. Тепнин^{1,3}, 2025

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

²St. Petersburg State University, 7–9 Universitetskaya Emb., St. Petersburg 199034, Russia

³Kamchatka branch of “Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography” (“KamchatNIRO”), 18 Naberezhnaja Str., Petropavlovsk-Kamchatsky 683000, Russia

*zimin2@mail.ru

Ссылка для цитирования: Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Тепнин О.Б. Оценка точности глобальных океанических реанализов в воспроизведении температуры и солености вод Авачинского залива (Тихий океан) // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 101–113. EDN VTSXBC.

[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-8)

For citation: Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Konik A.A., Tepnin O.B. Assessment of the Accuracy of Global Oceanic Reanalysis in Reproducing the Temperature and Salinity of the Waters of the Avacha Bay (the Pacific Ocean). *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):101–113. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-8](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-8)

Assessment of the Accuracy of Global Oceanic Reanalysis in Reproducing the Temperature and Salinity of the Waters of the Avacha Bay (the Pacific Ocean)

Received 24.03.2025, Revised 10.07.2025, Accepted 13.08.2025

Abstract

The objective of this study is to assess the accuracy of reproducing the vertical distribution of temperature and salinity in the waters of Avacha Bay (the Pacific Ocean) in the coastal area, based on data from two global ocean reanalysis products: CMEMS GLORYS12v1 and GOFS3.1. The results of *in situ* measurements performed on a repeating grid of stations in April 2019 and 2020 were used as independent data. The results showed that both products reproduce the general trends in thermohaline characteristics, but the accuracy varies depending on the depth and area. The average temperature anomaly was 0.6 °C for CMEMS GLORYS12v1 and 0.4 °C for GOFS3.1, and for salinity — 0.3 and 0.4, respectively. The largest deviations were observed at the shelf stations, where the reanalysis products failed to reproduce both the mean values and the near-surface halocline. This is likely due to limitations in the models' resolution and a lack of sufficient data for accurate calculations. In the deepwater part of the bay, both products demonstrate higher accuracy, although inaccuracies in reproducing the characteristics and features of the vertical structure of the cold intermediate layer and the upper boundary of the warm intermediate layer are noted at individual stations. In particular, GLORYS12v1 reproduces the salinity distribution better, whereas GOFS3.1 more accurately reflects the temperature structure. However, both products demonstrate poor accuracy in reproducing the vertical structure of salinity on the shelf, which indicates the need for more accurate accounting of local processes such as freshwater runoff and the dynamics of coastal currents. In general, it is preferable to use temperature and salinity data from the GOFS3.1 product to track the state of marine ecosystems in the deep-water areas of Avacha Bay, including the “Northern” canyon area, which is the epicenter of spawning of the East Kamchatka pollock population.

Keywords: temperature, salinity, vertical structure of waters, GOFS3.1, CMEMS GLORYS12v1, anomaly, divergence function, Avacha Bay, the Pacific Ocean

1. Введение

За последнее десятилетие разработаны многочисленные глобальные системы описания и прогнозирования состояния океана, основанные на гидродинамических моделях, дополненных методами ассимиляции данных. Они интегрируют наблюдательную информацию (спутниковые измерения, показания буев Argo, судовые наблюдения и др.) с численными расчетами, что особенно важно для оценки текущих условий, включая мезомасштабную динамику, и прогноза изменчивости характеристик вод. Среди таких систем можно выделить GOFS3.1 (Global Ocean Forecast System) [1], CMEMS GLORYS12v1 (Copernicus Marine Environment Monitoring Service GLOBAL OCEAN PHYSICS REANALYSIS) [2], GREP (Global Reanalysis Ensemble Product) [3], SODA3 (Simple Ocean Data Assimilation, Version 3) [4]. В отдельном порядке следует отметить систему оперативного анализа температуры поверхности моря и ледового покрова, которая интегрирует спутниковые данные высокого разрешения с наземными (*in situ*) измерениями GHR SST OSTIA (Group for High Resolution Sea Surface Temperature Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis) [5]. Результаты работы этих и аналогичных систем, так называемые продукты (наборы пространственно-временных значений характеристик вод), обладают регулярной пространственной структурой и обновляются с постоянной периодичностью. Продукты океанических реанализов и прогнозов представляют собой поля температуры, солёности, течений, уровня моря, льда и других параметров. Их использование привело к прогрессу в изучении изменчивости океана, взаимодействия океана и атмосферы.

Продукты находят применение не только в фундаментальных исследованиях [6–9], но и в различных прикладных областях. Например, они используются для прогнозирования распространения звука, что важно для гидроакустических изысканий и подводной навигации [10]. Также информация применяется для анализа переноса морского мусора [11], помогая решать экологические проблемы (антропогенное загрязнение, перенос водами микропластика и т. п.), при мониторинге распространения радиоактивных материалов, что особенно актуально после аварий на атомных объектах [12].

В сфере изучения рыбных ресурсов такая информация имеет особую ценность. Регулярные по пространству и времени массивы данных позволяют анализировать связь между распределением биоресурсов и океанографическими условиями, такими как температура, солёность и наличие питательных веществ [13–15]. Это помогает изучать выживание, рост и миграцию промысловых видов, что важно для управления запасами и прогнозирования их состояния [16]. Особенно ценны они для оценки изменчивости параметров водной среды в труднодоступных районах, включая большую часть шельфовой зоны дальневосточных морей России. Регулярные данные о среде востребованы для организации рыбохозяйственных мероприятий, таких как выпуск молоди в устьях рек у острова Сахалин [17] или определение сроков нереста минтая

у побережья Камчатки [18, 19]. В частности, информация о температуре воды помогает прогнозировать изменения сроков и интенсивности нереста, выживаемость молоди, что критически важно для корректных оценок его запаса и последующего устойчивого управления промыслом.

Однако получение качественных и точных данных в прибрежной зоне сопряжено с трудностями, к которым можно отнести многофакторность и высокую динамичность океанологических процессов, недостаточную точность данных по батиметрии дна, а также ряд ограничений работы модельных решений и спутниковых алгоритмов. При этом для акватории вблизи Камчатского полуострова, являющейся одним из продуктивных районов дальневосточного рыбопромыслового бассейна, регулярные данные о термохалинных характеристиках с особым акцентом на особенностях их вертикальной структуры, а также о динамике вод крайне востребованы [19–21]. Однако вопрос о качестве и точности таких данных в прибрежной зоне на сегодняшний момент остается открытым. Так, работа [22] показала, что у побережья Авачинского залива для продукта GHRSSST OSTIA, предоставляющего информацию о температуре поверхности воды, наблюдаются значительные расхождения с натурными измерениями, как по горизонтальному распределению, так и по абсолютным значениям. В то же время данные продукта GLORYS12v1 по температуре и солености для шельфа южных Курильских островов демонстрируют хорошее соответствие данным измерений [16], что говорит о потенциальной возможности его использования для схожего района восточной части Тихого океана.

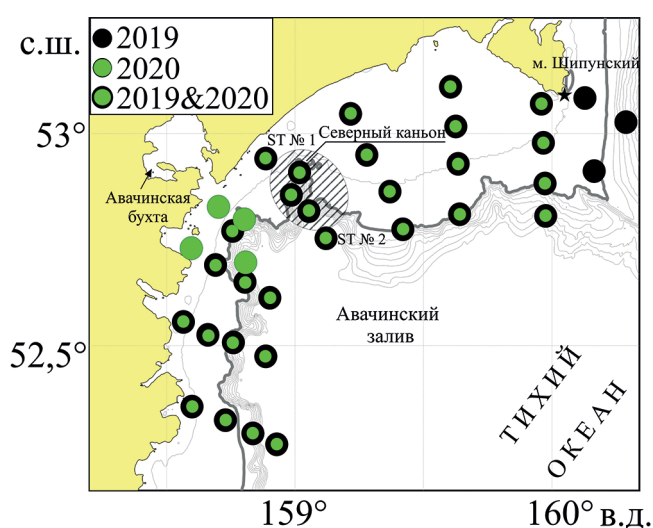
Целью данного исследования является количественное сравнение результатов независимых *in situ* измерений с данными из глобальных океанологических баз для выбора информационного продукта, наиболее достоверно описывающего изменчивость вертикальных профилей температуры и солености на прибрежной акватории Авачинского залива.

2. Данные и методы

В качестве эталонных значений для сравнения выступили результаты контактных измерений температуры и солености, выполнявшиеся 14–16 апреля 2019 г. и 20–21 апреля 2020 г. в рамках ежегодных ихтиопланктонных съемок, выполнявшихся специалистами Камчатского филиала ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО» («КамчатНИРО») в Авачинском заливе Тихого океана. Полигонная съемка в 2019 и 2020 гг. велась на станциях в шельфовой зоне, континентальном склоне и в глубоководной акватории (рис. 1). В каждый из рассматриваемых годов выполнялось по 32 гидрологические станции, однако в 2019 г. несколько станций выполнялись у Авачинской губы, а в 2020 — только у м. Шипунский. В течение обоих лет измерения охватывали как нерестовую зону на шельфовом шельфе, так и глубоководный эпицентр нереста. Для детального описания особенностей вертикальной структуры вод в этих районах были выбраны две станции: станция № 1 — ближайшая мелководная станция к эпицентру нереста, и станция № 2 — ближайшая глубоководная станция к эпицентру.

Рис. 1. Батиметрическая карта Авачинского залива: черные точки положения станций *in situ* измерений за период с 14 по 16 апреля 2019 г.; зеленые точки — с 20 по 21 апреля 2020 г.; штрих-областью обозначена зона эпицентра нереста минтая по [18]; ST № 1 — станция в шельфовой зоне; ST № 2 — в глубоководной части. Серыми изобатами обозначены глубины от 100 до 1000 м с интервалом 100 м

Fig. 1. Bathymetric map of the Avacha Bay: black dots of *in situ* measurement stations for the period from April 14 to April 16, 2019; green dots from April 20 to April 21, 2020; the barcode area indicates the epicenter of pollock spawning in [18]; ST № 1 is a station in the shelf zone; ST № 2 is in the deep part. Gray isobaths indicate depths from 100 to 1000 m with an interval of 100 m



Методика измерений заключалась в проведении вертикального профилирования толщи вод посредством зондирующего гидрологического комплекса ASTD102 RINKO-Profiler (JFE Advantech Co., Ltd., Япония). Гидрологические работы выполнялись от поверхности до максимально возможного горизонта с заданной дискретностью по глубине, равной 1 м.

Для сравнения с судовыми наблюдениями были выбраны два продукта реанализа. Первый — CMEMS GLORYS12v1¹, разработанный службой Copernicus Marine Environment Monitoring (Евросоюз). Он включает суточные данные по температуре, солёности, течениям, уровню моря и льду с глобальным охватом в разрешении 1/12° для 50 горизонтов [23]. Модельная основа — NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean). Атмосферный форсинг океанской модели задается атмосферным реанализом ERA-Interim (ECMWF). В процессе создания продукта данные спутниковой альтиметрии, температура поверхности моря, концентрация морского льда и профильные измерения температуры и солёности ассимилируются с использованием фильтра Калмана [24]. Второй — GOF3.1², созданный в Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies Университета штата Флорида (США). В качестве основы данного продукта использовалась модель HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model). В GOF3.1 применяется система ассимиляции данных NCODA (Navy Coupled Ocean Data Assimilation), которая интегрирует большое количество различных наблюдательных данных (спутниковые, буи, корабельные измерения). В указанной версии он содержит 3-часовые гидрофизические поля (температуры, солёности, течений, льда) с глобальным охватом с пространственным горизонтальным разрешением 0,08° долготы × 0,04° широты и вертикальным — 41 горизонт [25]. Для сопоставления использовались значения температуры и солёности в узлах сетки продуктов, ближайших к местам проведения гидрологических станций за дни выполнения контактных измерений. Выполнялся расчёт матрицы расстояний в км от каждой точки *in situ* до каждого центра узла географической сетки реанализа. Из нее выбиралось значение. При этом расстояние до центра узла не превышало 4 км. Затем значения температуры/солёности в точке *in situ* сравнивались с соответствующими значениями в выбранном узле. Значения в узле использовались за дату, к которым относились данные в *in situ* точке. Данные GOF3.1 усреднялись до суточных для единообразия сравнения с CMEMS GLORYS12v1. Стоит отметить, что используемые для сравнения *in situ* данные (результаты CTD измерений) не входят в банк данных, используемых в ассимиляции реанализов GOF3.1 и GLORYS12v1, что делает их независимым эталоном для рассматриваемых продуктов.

Методика сопоставления заключалась в статистическом сравнении разных наборов данных (X) с *in situ* (I) наблюдениями по вертикали для каждой станции. Для количественного сравнения данные *in situ* профилей приводились к вертикальному шагу каждого из продуктов. Для сравнения использовались ряды данных по станциям от 18 до 32 значений в профиле. Последний горизонт профиля принимался у пары для сравнения по меньшему значению длины ряда. Для каждого профиля температуры и солёности проводился расчёт средневзвешенных значений, дисперсии [26]. На их основе рассчитывались аномалия An (1) и функция расхождения $F_{\text{расх}}$ (2).

$$An = \frac{\sum_{j=1}^N |I_j - X_j|}{N}, \quad (1)$$

$$F_{\text{расх}} = \left| \frac{M_I - M_X}{\sqrt{D_I}} \right|, \quad (2)$$

где N — длина ряда значений в профиле, M_I и D_I — средневзвешенное значение и дисперсия *in situ* измерений в профиле I до предельной глубины, обеспеченной данными соответственно, M_X — средневзвешенное значение характеристик продукта реанализа в профиле X , j — порядковый номер гидрологической станции. Дополнительно выполнялся анализ данных по глубинам. Результаты были разделены на область шельфа (до глубины 200 м) и глубоководную (более 200 м).

Оценка точности воспроизводства профилей выполнялась по классификации, предложенной в [27], где для функции расхождения используют следующие диапазоны: $0 \leq F_{\text{расх}} < 1$ (хорошо), $1 \leq F_{\text{расх}} < 2$ (удовлетворительно) и $2 \leq F_{\text{расх}}$ (плохо).

3. Гидрологические условия на акватории по данным наблюдений

Наличие значительной межгодовой изменчивости характеристик вод на исследуемой акватории иллюстрируется данными, представленными на рис. 2. Так, в разные годы температура воды на приповерхностных горизонтах имела преимущественно положительные значения, при этом наблюдались существен-

¹ Copernicus Marine Data Store | Copernicus Marine Service URL: <https://data.marine.copernicus.eu> (дата обращения: 12.12.2024)

² HYCOM URL: ... <https://www.hycom.org> (дата обращения: 18.11.2024)

ные межгодовые различия в средних оценках. В 2019 г. она варьировалась от $-0,3$ до $1,7$ °C (рис. 2, а), а в 2020 г. — от $0,7$ до $2,6$ °C (рис. 2, б). В целом температура понижалась от берега в сторону открытой части залива, за исключением языка относительно холодных вод, который приближался к берегу в районе Северного каньона. Еще одной характерной особенностью акватории является пятно теплых вод у выхода из Авачинской бухты. Особенностью 2020 г. по сравнению с 2019-м была обширная область теплых вод в северной части залива около мыса Шипунский.

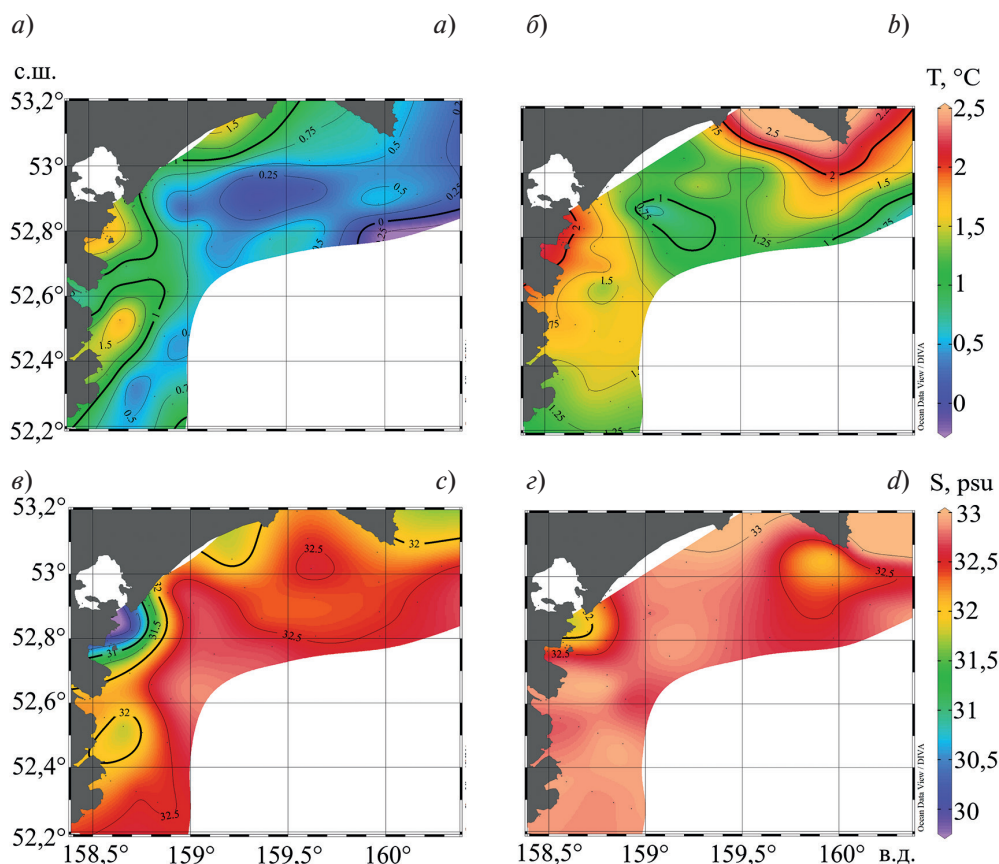


Рис. 2. Распределение температуры в 2019 (а), 2020 (б) и солёности в 2019 (в), 2020 (г) годах по *in situ* наблюдениям на глубине 2 м

Fig. 2. Distribution of temperature in 2019 (a), 2020 (b) and salinity in 2019 (c), 2020 (d) based on *in situ* observations at a depth of 2 m

Основной особенностью распределения солёности в приповерхностном слое в оба года было присутствие фронтальной зоны у выхода из Авачинской бухты при достаточно небольшой ее изменчивости по остальной акватории. В 2019 г. солёность колебалась от $29,9$ до $32,9$ ‰ (рис. 2, в), а в 2020 г. — от $31,7$ до $33,1$ ‰ (рис. 2, г). В оба года наиболее низкие значения солёности фиксировались у выхода из Авачинской бухты, что, очевидно, связано с выносом вод из бухты. В 2019 г. на удалении от берега изменчивость солёности была незначительной, при этом более высокие значения солёности соответствовали глубоководной части залива. В 2020 г. наблюдался заток относительно солёных вод на шельф в районе мыса Шипунский.

Следует отметить, что в оба года неоднородная пространственная структура гидрологических полей наиболее ярко проявлялась в шельфовой зоне. В то же время в глубоководной части залива, удаленной от берега, эта неоднородность была выражена значительно слабее.

Особенности вертикального распределения температуры и солёности рассмотрим на примере данных, полученных на станциях № 1 и № 2, расположенных в шельфовой и глубоководной частях акватории (рис. 1). Они представлены на рис. 3.

Из рис. 3 видно, что вертикальная структура вод на шельфе и в глубоководном районе имеет существенные различия. На мелководье формируется двухслойная структура: тонкий верхний слой, характеризующийся повышенной температурой и пониженной солёностью, под которым располагаются более холодные

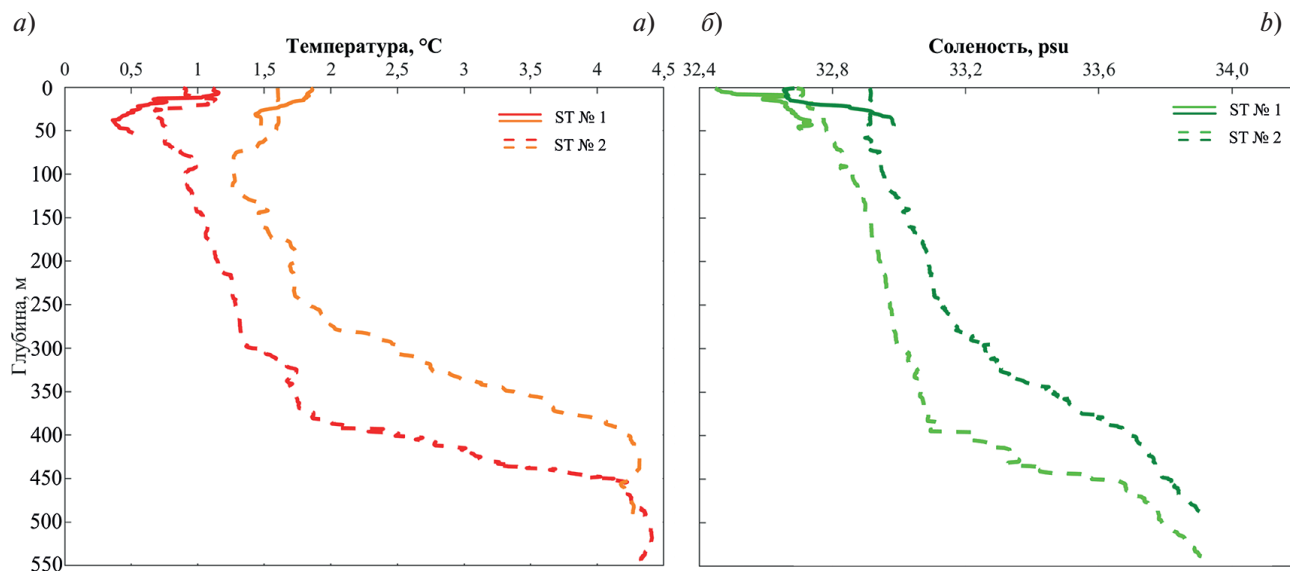


Рис. 3. Вертикальная изменчивость температуры (а) за 2019 г. (красная сплошная и пунктирная линии) и 2020 г. (оранжевая сплошная и пунктирная линии) и солёности (б) за 2019 г. (светло-зеленая сплошная и пунктирная линии) и 2020 г. (темно-зеленая сплошная и пунктирная линии). Сплошная линия на обоих рисунках показывает профили на станции на шельфе (№ 1), пунктирная — в глубоководном районе (№ 2)

Fig. 3. Vertical variability of temperature (a) for 2019 (red solid and dotted lines) and 2020 (orange solid and dotted lines) and salinity (b) for 2019 (light green solid and dotted lines) and 2020 (dark green solid and dotted lines). The solid line in both figures shows the profiles at the station on the shelf (No. 1), the dotted line — in the deepwater area (No. 2)

и соленые воды. В глубоководном районе слой прогретых и распресненных вод более мощный, чем у берега, однако величина понижения солёности здесь меньше, чем на шельфовых станциях. Под этим слоем до глубины 250–350 м залегают относительно холодные воды, соответствующие холодному промежуточному слою (ХПС). Абсолютный минимум температур наблюдался на глубинах 30–120 м, при этом глубина его залегания значительно варьируется от года к году. Ниже, до глубины 400–450 м, температура и солёность довольно быстро увеличиваются. На больших глубинах температура становится стабильно высокой (более 4 °C), а солёность продолжает плавно увеличиваться, хотя скорость ее роста ниже, чем в вышележащем слое. Эта область соответствует теплomu промежуточному слою (ТПС).

Характеристики стратификации вод, особенно в глубоководной части, демонстрируют значительную межгодовую изменчивость как по абсолютным значениям температуры и солёности, так и по особенностям самой вертикальной структуры. В 2019 г. мощность ХПС, сформированного в зимний период, достигала около 350 м, а температура в его ядре составляла менее 0,7 °C. При этом на мелководье нижняя граница ХПС располагалась выше, чем в глубоководной части. В 2020 г. вертикальные профили температуры и солёности показали менее выраженное вертикальное развитие ХПС с температурой в его ядре менее 1,5 °C. Кроме того, глубина залегания основного термоклина и галоклина в области границы ХПС и ТПС также существенно варьировалась между годами.

4. Сравнение судовых наблюдений с данными из глобальных баз

Качественную оценку воспроизведения вертикальной структуры вод по данным глобальных океанических реанализов можно провести, сравнив рис. 3 и 4. GLORYS12v1 и GOF3.1 отражают общие тенденции изменений характеристик вод, полученные по данным измерений. Продукты воспроизводят наличие у берега более теплых и распресненных вод в верхнем слое, а в глубоководной части слою ХПС и ТПС (рис. 4). GLORYS12v1 и GOF3.1 также отражают тенденции межгодовой изменчивости структуры вод.

Однако оба продукта не воспроизводят приповерхностный галоклин на прибрежных станциях. На глубоководных станциях также отмечаются проблемы с воспроизведением вертикальной протяженности ХПС и ТПС. Продукт GLORYS12v1 на 0,5 °C завышает температуру в ХПС и примерно на 150 м его вертикальное развитие. GOF3.1 не очень хорошо воспроизводит границу между ХПС и ТПС, вследствие чего верхняя

граница ТПС заглубляется более чем на 100 м по сравнению с данными измерений. В холодный год (2019) продукты не воспроизводят прижатое к поверхности холодное ядро ХПС, а в тёплый год (2020) глубина залегания ТПС завышается. Кроме того, во всех продуктах профиль солёности оказывается более сглаженным, чем в данных судовых наблюдений. Также стоит отметить, что GLORYS12v1 и GOFS3.1 не воспроизводят глубоководный галоклин.

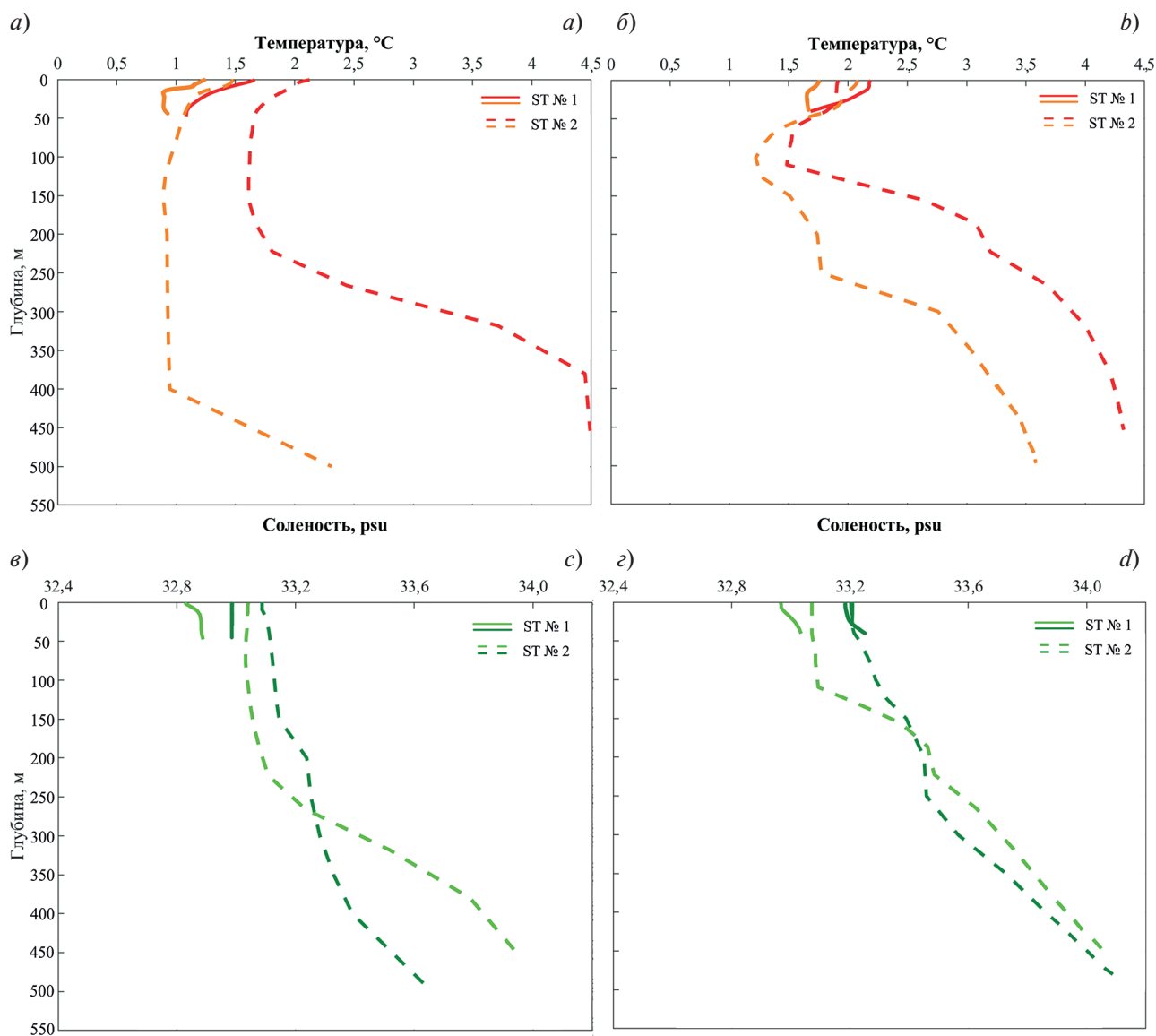


Рис. 4. Вертикальная изменчивость температуры за 2019 г. (а) и за 2020 г. (б) GLORYS12v1 (красные линии) и HYCOM (оранжевые линии) и солёности за 2019 г. (в) и за 2020 г. (г) GLORYS12v1 (светло-зеленые линии) и HYCOM (темно-зеленые линии)

Fig. 4. Vertical variability of temperature for 2019 (a) and 2020 (b) GLORYS12v1 (red lines) and HYCOM (orange lines) and salinity for 2019 (c) and 2020 (d) GLORYS12v1 (light green lines) and HYCOM (dark green lines)

Результаты количественной оценки точности для обоих продуктов на всех станциях представлены на рис. 5. Видно, что качество воспроизведения профилей температуры и солёности значительно варьируется по годам.

Данные GLORYS12v1 воспроизводят температуру в 2019 г. со средней аномалией 0,8 °C (рис. 5, а), а в 2020 г. — 0,3 °C (рис. 5, б). При этом в оба года максимальные отклонения наблюдаются на шельфовых станциях, хотя значительные аномалии (до 1,2 °C) отмечаются и в глубоководной части залива в районе м. Шипунский. Продукт GOFS3.1 воспроизводит температуру в 2019 г. со средней аномалией 0,6 °C (рис. 5, в), а в 2020 г. — 0,2 °C (рис. 5, г), что говорит о схожей природе ошибок. Этот вывод подтверждает и географическое совпадение максимумов аномалий GOFS3.1 и GLORYS12v1.

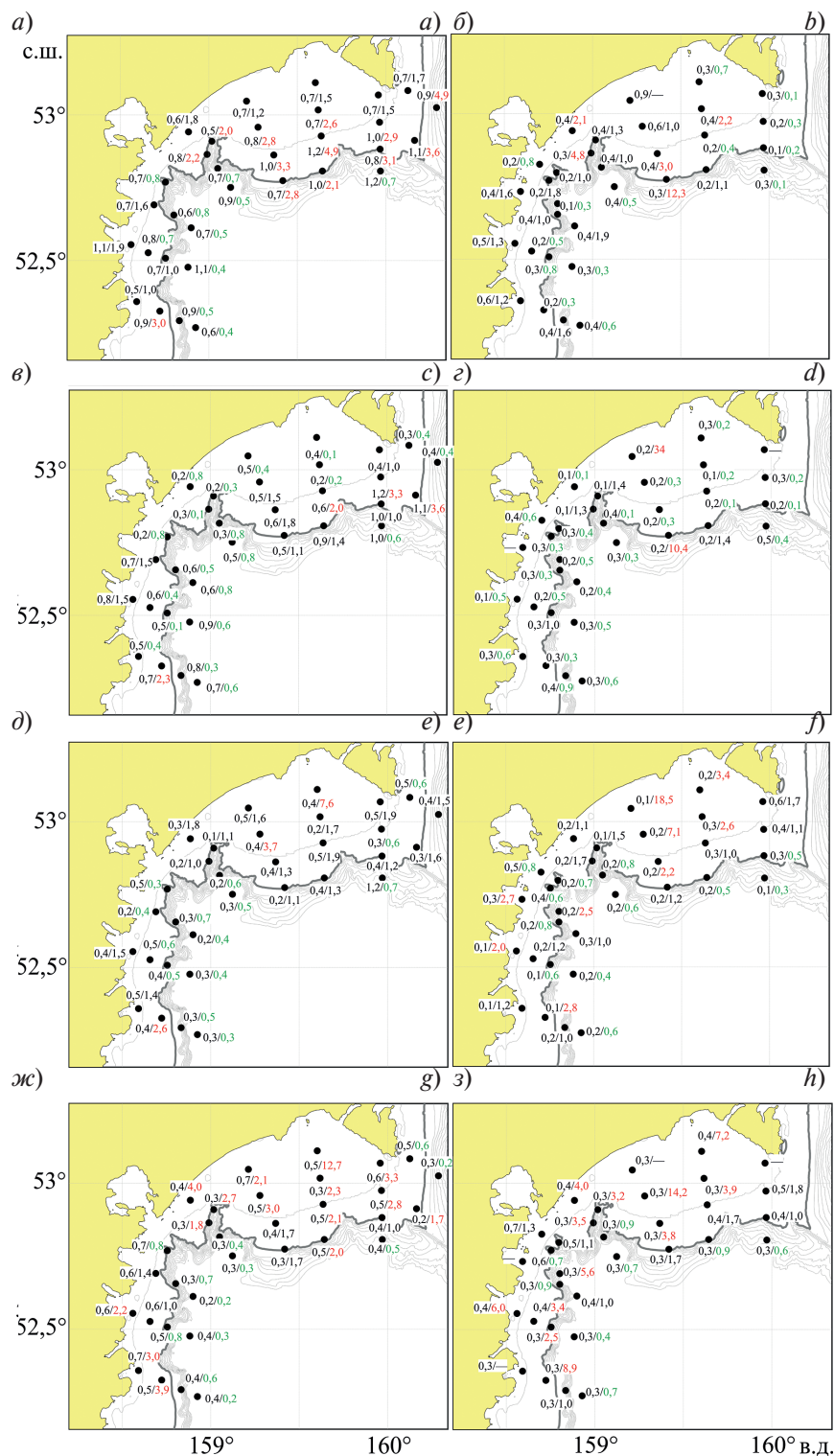


Рис. 5. Карты распределения аномалии и функции расхождения (An/F) между модельными данными и *in situ* измерениями по температуре: *in situ* и GLORYS12v1 за 2019 г. (а) и 2020 г. (б), *in situ* и HYCOM за 2019 г. (в) и 2020 г. (г), по солености: *in situ* и GLORYS12v1 за 2019 г. (д) и 2020 г. (е), *in situ* и HYCOM за 2019 г. (ж) и 2020 г. (з). Цвета F: зеленый — «хорошее» значение, черный — «удовлетворительное», красный — «плохое». Прочерки — станции без данных глубже 50 м. Серыми изобатами показаны глубины 100–1000 м (шаг 100 м), жирной линией — изобата 200 м

Fig. 5. Maps of anomalies and cost function (An/F) between model data and *in situ* measurements for temperature: *in situ* and GLORYS12v1 in 2019 (a) and 2020 (b), *in situ* and HYCOM in 2019 (c) and 2020 (d), for salinity: *in situ* and GLORYS12v1 in 2019 (e) and 2020 (e), *in situ* and HYCOM in 2019 (g) and 2020 (h). Colors F: green — “good” value, black — “satisfactory”, red — “bad”. Dashes are stations with no data deeper than 50 m. The gray isobaths show depths of 100–1000 m (100 m pitch), the bold line shows an isobath of 200 m

Функция расхождения по температуре в целом не превышает 2 для большинства станций у обоих продуктов, за исключением 2019 г. для GLORYS12v1. В этот год большинство станций с «плохой» функцией расхождения было зафиксировано на северном расширенном участке шельфа в районе м. Шипунский. Для других рассмотренных случаев станции со значительной функцией расхождения по температуре наблюдаются преимущественно на шельфе.

Данные GLORYS12v1 на рассматриваемой акватории воспроизводят солёность в 2019 г. со средней по вертикали аномалией 0,4 ‰ (рис. 5, *д*), а в 2020 г. — 0,2 ‰ (рис. 5, *е*). В оба года максимальные отклонения наблюдаются на шельфовых станциях (до 0,5 ‰), причем максимум аномалий сохраняется на станции у выхода из Авачинской бухты. Это, вероятно, связано с недоучетом влияния стока пресных вод из бухты. Наиболее значительная аномалия отмечается в 2019 г. в глубоководной части залива в районе м. Шипунский.

Продукт GOFS3.1 воспроизводит солёность в 2019 и 2020 гг. со средней аномалией 0,4 ‰ (рис. 5, *ж*, *з*). Максимальные аномалии между GOFS3.1 и данными измерений (до 0,7 ‰) в оба года наблюдаются на станции у выхода из Авачинской бухты. Другие столь же значимые ошибки также отмечаются на шельфовых станциях.

В большинстве станций на шельфе функция расхождения по солёности превышает 2 и является «плохой» для обоих продуктов, за исключением 2019 г. для GLORYS12v1. В этот год было зафиксировано небольшое число станций с «плохой» функцией расхождения, которые были отмечены на северном расширенном участке шельфа в районе м. Шипунский. В целом географическое распределение функции расхождения для солёности указывает на слабую ее воспроизводимость продуктом GOFS3.1, особенно на шельфе.

По результатам анализа карт аномалий и функций расхождения, основанных на оценках точности, исследуемую акваторию можно разделить на две области: прибрежный шельф и глубоководную зону склона. Для упрощения описания обобщенные статистические данные по оценке точности обоих продуктов, а также средних оценок характеристик и изменчивости термохалинных профилей для указанных областей представлены в таблице. Обобщение показывает, что оба продукта достаточно хорошо воспроизводят профили температуры и солёности в глубоководной части акватории. При этом GOFS3.1 в целом лучше воспроизводит структуру поля температуры, а GLORYS12v1 — солёности. Однако оба продукта демонстрируют слабую воспроизводимость вертикальной структуры солёности на шельфе рассматриваемого региона. Вероятно, это связано с тем, что шельфовая зона отличается высокой неоднородностью гидрофизических параметров из-за влияния берегового стока и выноса талых вод из Авачинского залива, и значимости атмосферных воздействий. Это создает резкие градиенты солёности, особенно приповерхностный галоклин, трудно моделируемый при ограниченном разрешении глобальных моделей и недостаточной обеспеченностью данными.

Таблица

Table

Результаты сравнительного анализа значений температуры и солёности для продуктов GOFS3.1/CMEMS GLORYS12v1 с данными наблюдений усреднённые по рассматриваемой акватории за два года

The results of a comparative analysis of temperature and salinity values for HYCOM/CMEMS GLORYS12v1 products with observational data

Продукт	Диапазон глубин	Температура				Солёность			
		$T_{cp}, ^\circ C$	$An, ^\circ C$	$Di, ^\circ C^2$	F	$S_{cp}, ‰$	$An, ‰$	$Di, ‰^2$	F
GOFS3.1	0–200	0,62	0,42	0,10	1,15	32,76	0,44	0,03	3,42
	> 200	1,67	0,42	1,07	0,64	33,18	0,36	0,14	0,99
GLORYS12v1	0–200	0,62	0,57	0,11	2,00	32,75	0,33	0,03	2,39
	> 200	1,55	0,55	0,88	1,16	33,14	0,25	0,15	0,74

Примечание: Жирным показаны значения функции расхождения, соответствующие диапазону «хорошо», а курсивом — «плохо».

Note: The values of the discrepancy function corresponding to the range “good” are shown in bold, and “bad” are shown in italics.

5. Заключение

В работе представлено количественное и качественное сравнение данных по температуре и солёности изоткрытых океанографических баз с результатами *in situ* измерений, выполненных на акватории Авачинского

залива в весенний период. Для сравнения с данными наблюдений были выбраны два глобальных океанологических продукта: CMEMS GLORYS12v1 и GOF3.1. Значения температуры и солёности из этих продуктов использовались для точек, ближайших к местам проведения судовых измерений, за дни их выполнения.

Анализ данных за апрель 2019 и 2020 гг. показал, что оба продукта воспроизводят локальные особенности термохалинных характеристик, но с различной степенью точности. Средняя аномалия по температуре для GLORYS12v1 составляет 0,6 °C, а для GOF3.1—0,4 °C. По солёности средние аномалии составляют 0,3 ‰ для GLORYS12v1 и 0,4 ‰ для GOF3.1. Наибольшие отклонения температуры и солёности наблюдаются на шельфовых станциях. Продукты не воспроизводят как средние значения по вертикали, так и приповерхностный галоклин на прибрежных станциях, что указывает на необходимость более точного учета локальных факторов, таких как береговой сток и вынос пресных вод, которые оказывают значительное влияние на термохалинную структуру в прибрежной зоне.

Оба продукта, GLORYS12v1 и GOF3.1, демонстрируют достаточно высокую точность в воспроизведении профилей температуры и солёности в глубоководной части Авачинского залива. Однако на отдельных станциях наблюдаются существенные различия в воспроизведении характеристик ХПС. И на большей части глубоководных станций в распределении солёности по данным продуктов отмечается сглаженность вертикальных профилей по сравнению с данными наблюдений, что приводит к высоким значениям при оценке функции расхождения. При этом за пределами шельфа в целом GOF3.1 лучше воспроизводит вертикальную структуру термохалинных полей, тогда как GLORYS12v1 более точно отражает распределение солёности.

Проведенная оценка точности показала, что при описании изменчивости гидрологических условий на шельфе Авачинского залива в весенний период еще рано полностью полагаться на данные глобальных океанографических баз, несмотря на их полный охват акватории и регулярность обновления. В то же время для областей склона шельфа, включая район глубоководных каньонов, предпочтительнее использовать данные из продукта GOF3.1, которые дают наиболее приемлемое совпадение с данными наблюдений в разные по своим условиям годы. Однако важно учитывать, что использование данных из глобальных продуктов в каждом конкретном случае требует их тщательной верификации с учетом локальных условий и особенностей региона.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No 23–17–00174, <https://rscf.ru/project/23-17-00174/>

Funding

The study was funded by the Russian Science Foundation grant No. 23-17-00174, <https://rscf.ru/project/23-17-00174/>

Литература

1. Metzger E.J., Smedstad O.M., Thoppil P.G., et al. US Navy Operational Global Ocean and Arctic Ice Prediction Systems // *Oceanography*. 2014. Vol. 27. P. 32–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.66>
2. Lellouche J., Greiner E., Bourdalle-Badié R., et al. The Copernicus global 1/12° oceanic and Sea ice GLORYS12 reanalysis // *Frontiers Earth Science*. 2021. Vol. 9. EDN: TTQRHU. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.698876>
3. Masina S., Storto A., Ferry N., et al. An ensemble of eddy-permitting global ocean reanalyses from the MyOcean project // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 49. P. 813–841. EDN: YFVVJA. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2728-5>
4. Carton J., Chepurin G., Chen L. SODA3: a new ocean climate reanalysis // *Journal of Climate*. 2018. Vol. 31, N. 17. P. 6967–6983. EDN: KCHGMJ. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1>
5. Donlon C.J. et al. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system // *Remote Sensing of Environment*. 2012. Vol. 116. P. 140–158. EDN: PGZNAF. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
6. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Никольский Н.В. Пространственная структура и внутригодовая изменчивость фронта моря Уэдделла по данным реанализа NOAA OISST // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 4. С. 89–102. EDN: DPKFY. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-4-89-102>
7. Калавиччи К.А., Башмачников И.Л. Особенности взаимодействия в системе океан–атмосфера в Баренцевом море по данным реанализов // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57, № 2. С. 175–187. EDN: XDMRVQ. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020061>

8. *Udalov A., Budyansky M., Prants S., Didov A.* Census and properties of mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2024. Vol. 212. 104374. EDN PGLWWT. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2024.104374>
9. *Шевченко Г.В., Цхай Ж.Р., Ложкин Д.М.* Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Берингова моря по данным реанализа ERA5, основанных на спутниковой информации // Исследование Земли из космоса. 2024. № 1. С. 52–64. EDN GMSLES. <https://doi.org/10.31857/S0205961424010059>
10. *Lam F.-P.A., Haley Jr.P.J., Janmaat J., et al.* At-Sea Real-Time Coupled Four-Dimensional Oceanographic and Acoustic Forecasts During Battlespace Preparation 2007 // Journal of Marine Systems. 2009. Vol. 78. P. S306–S320. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.029>
11. *Potemra J. T.* Numerical Modeling with Application to Tracking Marine Debris // Marine Pollution Bulletin. 2012. Vol. 65. P. 42–50. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.06.026>
12. *Prants S.V., Budyansky M.V., Ulesky M. Yu.* Lagrangian study of surface transport in the Kuroshio Extension area based on simulation of propagation of Fukushima-derived radionuclides // Nonlinear Processes in Geophysics. 2014. Vol. 21, No. 1. P. 279–289. EDN SKOBHT. <https://doi.org/10.5194/npg-21-279-2014>
13. *Козуб П.К., Белоненко Т.В.* Зависимость формирования промысловых скоплений сайры от океанологических условий в Южно-Курильском районе по спутниковым данным // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2017. № 49. С. 82–88. EDN NPRZYP
14. *Новиков Ю.В., Антоненко Д.В., Никитин А.А.* Влияние океанологических условий на положение районов промысла пелагических рыб в тихоокеанских водах Курильских островов в холодном 2017 г. и тёплом 2018 г // Труды ВНИРО. 2020. Т. 180. С. 99–115. EDN FQZAQT. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2020-180-99-115>
15. *Будянский М.В., Кулик В.В., Кивва К.К. и др.* Лагранжев анализ тихоокеанских вод в Охотском море на основе спутниковых данных в приложении к промыслу минтая // Исследование Земли из космоса. 2022. № 5. С. 47–59. EDN HFUIDZ. <https://doi.org/10.31857/S0205961422050050>
16. *Будянский М.В., Лебедева М.А. Белоненко Т.А. и др.* Анализ океанологических условий в местах промысла японской скумбрии по спутниковым и модельным данным в Южно-Курильском проливе в 2020–2022 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, № 2. С. 286–299. EDN TTBUXJ. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-2-286-299>
17. *Ложкин Д.М., Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В.* Спутниковый мониторинг температурных условий в районах устьев нерестовых рек южной части о. Сахалин // Исследование Земли из космоса. 2018. № 5. С. 15–22. EDN YYDURN. <https://doi.org/10.31857/S020596140003232-6>
18. *Буслов А.В., Тепнин О.Б., Дубина А.Ю.* Особенности экологии нереста и эмбриогенеза восточнокамчатского минтая // Известия ТИНРО. 2004. Т. 138. С. 282–298. EDN HPMOYN
19. *Варкентин А. И., Саушкина Д.Я.* О некоторых вопросах воспроизводства минтая в тихоокеанских водах, прилегающих к Камчатке и северным Курильским островам в 2013–2022 гг. // Труды ВНИРО. 2022. Т. 189. С. 105–119. EDN HQAYWV. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2022-189-105-119>
20. *Тепнин О.Б.* Изменчивость гидрологических условий в местах нереста восточнокамчатского минтая (*Gadus chalcogrammus*) в 2012–2022 гг. // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2022a. № 66. С. 79–93. EDN WPQKWL. <https://doi.org/10.15853/2072-8212.2022.66.79-93>
21. *Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., и др.* Внутрисуточная изменчивость вертикальной структуры вод и распределения икры минтая в глубоководных каньонах Авачинского залива: натурный эксперимент в период нереста // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 4. С. 77–89. EDN OZPOOW. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(4\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(4)-6)
22. *Тепнин О.Б., Сошин А.В.* О применимости спутниковых данных высокого разрешения для анализа изменчивости температурных условий на предустьевом участке акватории Камчатского залива // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2022b. Т. 2, № 64. С. 85–96. EDN MSNEKO. <https://doi.org/10.15853/2072-8212.2022.64.85-96>
23. Quality information document for Global Ocean Reanalysis Product GLOBAL REANALYSIS PHY001030. URL: <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLO-QUID-001-030.pdf> (дата обращения: 27.01.2022).
24. *Poli P., Healy S.B., Dee D.P.* Assimilation of Global Positioning System radio occultation data in the ECMWF ERA-Interim reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2010. Vol. 136, N653. P. 1972–1990. EDN OKONYT. <https://doi.org/10.1002/qj.722>
25. *Cummings J.A., Smedstad O.M.* Variational Data Assimilation for the Global Ocean. Data Assimilation for Atmospheric // Oceanic and Hydrologic Applications. 2013. Vol. II, chapter 13. P. 303–343. https://doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7_13
26. *Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Руководство по статистической обработке глобальных архивов информации (на примере альтиметрических данных). СПб.: РГГМУ, 2013. 44 с. EDN UOKUTN

27. Eilola K., Markus Meier H.E., Almroth E. On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study // *Journal of Marine Systems*. 2009. Vol. 75 (1–2). P. 163–184. EDN LWZFDD.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.009>

References

1. Metzger EJ, Smedstad OM, Thoppil PG, et al. US Navy Operational Global Ocean and Arctic Ice Prediction Systems. *Oceanography*. 2014;27:32–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.66>
2. Lellouche J, Greiner E, Bourdalle-Badié R, et al. The Copernicus global 1/12° oceanic and Sea ice GLORYS12 reanalysis. *Frontiers Earth Science*. 2021;9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.698876>
3. Masina S, Storto A, Ferry N, et al. An ensemble of eddy-permitting global ocean reanalyses from the MyOcean project. *Climate Dynamics*. 2017;49:813–841. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2728-5>
4. Carton J, Chepurin G, Chen L. SODA3: a new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*. 2018;31(17):6967–6983. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1>
5. Donlon CJ, et al. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*. 2012;116:140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
6. Artamonov YuV, Skripaleva EA., Nikolsky NV. Spatial Structure and Intra-Annual Variability of Weddell Sea Front based on the Data of NOAA OISST Reanalysis. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2020;4:89–102. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-4-89-102> (in Russian).
7. Kalavichchi KA, Bashmachnikov IL. Ocean–Atmosphere Interactions in the Barents Sea from Reanalyses Data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021;57(2):159–169. <https://doi.org/10.1134/S0001433821020067>
8. Udalov A, Budyansky M, Prants S, Didov A. Census and properties of mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2024;212:104374. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2024.104374>
9. Shevchenko GV, Tshay ZhR, Lozhkin DM. The spatio-temporal variability of sea surface temperature of Bering Sea from ERA5 reanalysis data based on satellite information. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2024;1:52–64. <https://doi.org/10.31857/S0205961424010059> (in Russian).
10. Lam F-PA, Haley JrPJ, Janmaat J, et al. At-Sea Real-Time Coupled Four-Dimensional Oceanographic and Acoustic Forecasts During Battlespace Preparation 2007. *Journal of Marine Systems*. 2009;78: S306–S320. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.029>
11. Potemra JT. Numerical Modeling with Application to Tracking Marine Debris. *Marine Pollution Bulletin*. 2012;65:42–50. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.06.026>
12. Prants SV., Budyansky MV., Ulesky MYu. Lagrangian study of surface transport in the Kuroshio Extension area based on simulation of propagation of Fukushima-derived radionuclides. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2014;21(1):279–289. <https://doi.org/10.5194/npg-21-279-2014>
13. Kozub PK., Belonenko TV. Dependence of the formation of commercial saury accumulations on oceanological conditions in the South Kuril region according to satellite data. *Uchenye Zapiski Rossijskogo Gosudarstvennogo Gidrometeorologicheskogo Universiteta*. 2017;49:82–88. (in Russian).
14. Novikov Ju V., Antonenko DV., Nikitin AA. Influence of oceanological conditions on the position of pelagic fish fishing areas in the Pacific waters of the Kuril Islands in cold 2017 and warm 2018. *Trudy VNIRO*. 2020;180:99–115. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2020-180-99-115> (in Russian).
15. Budyansky MV., Kulik VV., Kivva KK. et al. Lagrangian analysis of Pacific waters in the Sea of Okhotsk based on satellite data in an appendix to pollock fishing. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2022;5:47–59. <https://doi.org/10.31857/S0205961422050050> (in Russian).
16. Budyansky MV., Lebedeva MA, Belonenko TA. et al. Analysis of oceanological conditions in Japanese mackerel fishing sites based on satellite and model data in the South Kuril Strait in 2020–2022. *Sovremennye Problemy Distancionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2024;21(2):286–299. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-2-286-299> (in Russian).
17. Lozhkin DM., Chaj ZhR, Shevchenko GV. Satellite monitoring of temperature conditions in the estuaries of spawning rivers in the southern part of the island Sakhalin. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2018;5:15–22. <https://doi.org/10.31857/S020596140003232-6> (in Russian).
18. Buslov AV, Tepnin OB, Dubinina AYU. Some features of spawn ecology and embryogenesis of the east Kamchatka wall-eye pollock. *Izvestiya TINRO*. 2004;138:282–298 (in Russian).
19. Varkentin AI, Saushkina DYU. On some issues of pollock reproduction in the Pacific waters adjacent to Kamchatka and the northern Kuril Islands in 2013–2022. *Izvestia TINRO*. 2022;189:105–119. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2022-189-105-119> (in Russian).

20. Tepnin OB. Variability of hydrological conditions in the spawning grounds of East Kamchatka pollock (*Gadus chalcogrammus*) in 2012–2022. *Issledovaniya Vodnyh Biologicheskikh Resursov Kamchatki i Severo-Zapadnoj Chasti Tihogo Okeana*. 2022;66:79–93. <https://doi.org/10.15853/2072-8212.2022.66.79-93> (in Russian).
21. Konik AA, Zimin AV, Atadzhanova OA, et al. Intra-Day Variability of Vertical Water Structure and Distributions Wall-eye Pollock Eggs in the Deep-Sea Canyons of Avacha Bay: A Field Experiment During the Spawning Period. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(4):77–89. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(4\)-6](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(4)-6)
22. Tepnin OB, Soshin AV. On the applicability of high-resolution satellite data to analyze the variability of temperature conditions in the pre-estuary area of the Kamchatka Bay. *Issledovaniya Vodnyh Biologicheskikh Resursov Kamchatki i Severo-Zapadnoj Chasti Tihogo Okeana*. 2022b;2(64):85–96. <https://doi.org/10.15853/2072-8212.2022.64.85-96> (in Russian).
23. Quality information document for Global Ocean Reanalysis Product GLOBAL REANALYSIS PHY001030. URL: <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLO-QUID-001-030.pdf> (date of access: 27.01.2022).
24. Poli P, Healy SB, Dee DP. Assimilation of Global Positioning System radio occultation data in the ECMWF ERA-Interim reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2010;136(653):1972–1990. <https://doi.org/10.1002/qj.722>
25. Cummings JA, Smedstad OM. Variational Data Assimilation for the Global Ocean. *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications*. 2013; Vol. II, chapter 13:303–343. https://doi.org/10.1007/978-3-642-35088-7_13
26. Gordeeva SM, Shevchuk OI. Guidance on the statistical processing of global archives of information (on the example of altimetry data). SPb.: RGGMU. 2013; 44 p. (in Russian).
27. Eilola K, Markus Meier HE, Almroth E. On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study. *Journal of Marine Systems*. 2009;75(1–2):163–184. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.009>

Об авторах

- ЗИМИН Алексей Вадимович, главный научный сотрудник СПбФ ИО РАН, доктор географических наук, SPIN-код (РИНЦ): 9833-3460, ORCID: 0000-0003-1662-6385, Scopus AuthorID: 55032301400, WoS ResearcherID: C-5885–2014, e-mail: zimin2@mail.ru
- АТАДЖАНОВА Оксана Алишеровна, старший научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат географических наук, SPIN-код (РИНЦ): 5016-2970, ORCID: 0000-0001-6820-0533, Scopus AuthorID: 57188718743, WoS ResearcherID: R-7835–2018, e-mail: oksanam07@list.ru
- КОНИК Александр Александрович, научный сотрудник СПбФ ИО РАН, кандидат географических наук, SPIN-код (РИНЦ): 5839-1738, ORCID: 0000-0002-2089-158X, Scopus AuthorID: 57203864647, WoS ResearcherID: AAB-7195–2020, e-mail: konikrshu@gmail.com
- ТЕПНИН Олег Борисович, научный сотрудник КамчатНИРО, SPIN-код (РИНЦ): 4002-1975, ORCID: 0000-0001-9596-4336, WoS ResearcherID: KIL-1378–2024, e-mail: tenpin@ya.ru



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-9)

EDN WLUNEY

УДК 551.46

© Ю. Ю. Юровский*, О. Б. Кудинов, 2025

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

*y.yurovsky@mhi-ras.ru

Влияние алгоритмов оценки ориентации волноизмерительных буйев на восстанавливаемые параметры волн по данным сравнительного натурного эксперимента

Статья поступила в редакцию 31.03.2025, после доработки 02.09.2025, принята в печать 03.09.2025

Аннотация

Микроэлектромеханические инерциальные датчики со встроенными алгоритмами оценки ориентации широко применяются в современных волноизмерительных буйах. Однако детали этих алгоритмов обычно скрыты от пользователя, что делает дальнейший анализ измерений характеристик волнения и их точность не совсем прозрачными. В данной работе представлены результаты натурного эксперимента с прототипом волноизмерительного буйа, в котором измерения трёхосевых акселерометра, гироскопа и магнитометра записывались в максимально «сыром» виде на карту памяти. Последующая обработка проводилась с использованием различных алгоритмов оценки ориентации, имеющих открытую и легко доступную программную реализацию. В исследовании рассматривались как прямые методы оценки по измерениям силы тяжести и магнитного поля, так и более сложные подходы, включая комплементарный фильтр и его вариации (фильтры Махони и Маджвика), а также фильтр Калмана и его расширенную версию. Полученные разными способами оценки ориентации использовались для расчёта одномерных частотных и двумерных частотно-угловых спектров, а также для определения интегральных параметров волнения, таких как высота значительных волн, период волн, соответствующих пику спектра, и средневзвешенное направление волн. Результаты, полученные разными алгоритмами, сопоставлены с референтными измерениями, выполненными струнными волнографами. На основе этого сравнения сделаны выводы о качестве работы алгоритмов в контексте задачи измерения морских волн. Представленные результаты могут быть полезны как для постобработки исходных измерений волноизмерительных буйев (как в данном исследовании), так и для разработки встроенных алгоритмов, в случаях, когда передача всего объёма исходных данных не представляется возможной.

Ключевые слова: волноизмерительный буй, волнограф, алгоритм оценки ориентации, ветровые волны, натурный эксперимент

© Yu. Yu. Yurovsky*, O. B. Kudinov, 2025

Marine Hydrophysical Institute RAS, 2 Kapitanskaya Str., Sevastopol, 299011, Russia

*y.yurovsky@mhi-ras.ru

Impact of Buoy Attitude Estimation Algorithms on Wave Parameter Retrieval: A Comparative Field Experiment

Received 31.03.2025, Revised 02.09.2025, Accepted 03.09.2025

Abstract

Microelectromechanical inertial sensors with embedded attitude determination algorithms have become standard in modern wave measurement buoys, though their proprietary nature often limits transparency in evaluating wave parameter accuracy. This paper presents the results of a field experiment with a prototype wave measuring buoy, in which raw triaxial accelerometer, gyroscope, and magnetometer data were recorded onto a memory card with minimal preprocessing. Subsequent post-processing was

Ссылка для цитирования: Юровский Ю.Ю., Кудинов О.Б. Влияние алгоритмов оценки ориентации волноизмерительных буйев на восстанавливаемые параметры волн по данным сравнительного натурного эксперимента // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 114–128. EDN WLUNEY. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-9)
For citation: Yurovsky Yu.Yu., Kudinov O.B. Impact of Buoy Attitude Estimation Algorithms on Wave Parameter Retrieval: A Comparative Field Experiment. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):114–128.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-9)

performed using various attitude estimation algorithms with open-source and easily accessible software implementations. The study examined both direct methods based on gravity and magnetic field measurements and more complex approaches, including the complementary filter and its variations (Mahony and Madgwick filters), as well as the Kalman filter and its extended version. The resulting attitude estimates enabled computation of both spectral wave characteristics and bulk parameters including significant wave height, peak period and mean direction. Comparative analysis against reference resistive wave gauge measurements revealed algorithm-dependent performance in the context of sea wave measurement. These findings offer practical insights for scenarios requiring either post-processing of raw buoy data or development of optimized embedded systems where full raw data transmission is not feasible.

Keywords: wave buoy, wave gauge, attitude heading reference system, wind waves, field study

1. Введение

Бесплатформенные инерциальные навигационные системы (БИНС) широко применяются в буйах, предназначенных для измерения параметров поверхностного волнения (см., например, [1]). Благодаря отсутствию подвижных частей такие системы обладают значительно меньшим весом, габаритами и, соответственно, на порядки более низкой стоимостью по сравнению с механически стабилизированными аналогами. Основными компонентами БИНС являются датчики, измеряющие ускорения (акселерометры), скорости вращения (гироскопы) и магнитное поле (магнитометры). В дальнейшем эти три типа датчиков условно обозначены общим термином «инерциальные датчики».

Следует отметить, что в последнее время в составе волноизмерительных буйев все чаще используются датчики скорости, основанные на измерениях доплеровского сдвига частоты сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [2]. Однако применение только инерциальных датчиков остается актуальным благодаря их преимуществам перед ГНСС-датчиками: в среднем более низкой стоимости (~10 раз для ГНСС-датчиков с доплеровским каналом), высокой помехозащищенности, меньшему энергопотреблению и отсутствию необходимости в выносной антенне. Эти особенности открывают широкие перспективы для использования инерциальных датчиков в задачах создания флотов (роев) простых, миниатюрных и недорогих измерителей, предназначенных для проведения специализированных экспериментальных исследований поверхностных волн в натуральных условиях (см., например, [3]).

Отсутствие механически стабилизированной платформы в БИНС является одновременно и их недостатком, поскольку для расчета параметров поверхностных волн возникает необходимость привязки измерений к географической (неподвижной) системе координат, то есть оценки мгновенной ориентации корпуса буйа [4]. На первый взгляд, такая оценка может быть получена путем интегрирования показаний гироскопических измерений с заданными начальными условиями. Однако на практике измерения волн без корректировки начальных условий должны продолжаться в течение нескольких суток, месяцев или даже лет, в то время как дрейф гироскопов (и его непостоянство под влиянием внешних факторов) делает такую прямую оценку ориентации невозможной. Поэтому для определения текущей ориентации приходится усваивать (комплексировать) другие измерения, такие как данные о геомагнитном поле (данные магнитометра) и векторе силы тяжести (данные акселерометра). Однако и эти измерения подвержены ошибкам. Например, магнитное поле может быть искажено присутствием магнитных материалов, а измерения вектора силы тяжести — влиянием собственных ускорений датчика. Если ошибки, связанные с первым фактором, можно минимизировать, используя немагнитные материалы, то ошибки, вызванные вторым фактором, могут быть критичными, поскольку буй непрерывно движется с ускорением, повторяя орбитальные движения волн. Тем не менее, задача оценки ориентации подвижной системы отсчета на основе ассимиляции различных измерений широко распространена в различных приложениях [5]. Поскольку решение этой задачи неоднозначно, на сегодняшний день предложено множество алгоритмов различной степени сложности, точности и скорости счета ([6–16], подробнее рассмотрены ниже).

Такие алгоритмы часто реализуются непосредственно в контроллере, управляющем датчиком (например, [17]). На выходе пользователь получает готовую оценку ориентации, например, в виде углов Эйлера (крен, тангаж, азимут) и ускорений в неподвижной системе отсчета. Такие БИНС получили широкое распространение в промышленности, беспилотных системах и робототехнике. Не стали исключением и волноизмерительные буйи. Доступность такого рода систем позволила при относительно небольших затратах создавать буйи для изучения процессов на границе океан-атмосфера [18], исследования трансформации волн в прибрежной зоне [19], взаимодействия волн со льдом [1], калибровки спутников [20].

Однако алгоритмы оценки ориентации, как правило, являются проприетарными и не раскрываются производителями. Сами датчики со встроенными алгоритмами обычно разрабатываются для широкого

круга задач, что вызывает определенные вопросы касательно их оптимальности для измерения поверхностного волнения. Например, условно «медленные» движения (с малым влиянием переносных ускорений) лучше воспроизводятся комбинацией измерений акселерометра и магнитометра, а условно «быстрые» (с сильными переносными ускорениями) более точно можно восстановить с привлечением измерений гироскопа [10]. К какому типу движений в данном контексте следует относить поверхностные волны — остаётся неясным. Следует отметить, что существуют коммерческие решения, специально разработанные для волноизмерительных буйев (например, SVS-603HR [21], MOTUS [22], DVS19-2 [23]), но даже в этих случаях алгоритмы обработки данных обычно не раскрываются. В результате исследователь, с одной стороны, избавлен от необходимости глубоко разбираться в нюансах алгоритмов инерциальной навигации, но, с другой стороны, вынужден использовать измеритель как «черный ящик», что, по нашему мнению, является скорее недостатком, чем достоинством.

Цель данной работы — продемонстрировать как выбор того или иного способа обработки инерциальных данных влияет на результаты измерения различных параметров волнения. В рамках одной статьи невозможно детально рассмотреть все тонкости численной реализации, пожалуй, даже одного алгоритма, не говоря уже о нескольких. Поэтому в представленном сравнительном анализе использованы только легкодоступные алгоритмы с открытым исходным кодом и детальным описанием. В качестве исходных данных используются результаты натурных измерений, проведенных с помощью прототипа волноизмерительного буя, в котором на минимально возможном удалении было установлено два датчика разных моделей, что также позволило оценить, насколько принципиален выбор модели датчика для получения исходных инерциальных измерений (без учета влияния алгоритма обработки).

2. Материалы и методы

2.1. Натурные данные

В работе использованы данные натурного эксперимента, проведенного на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне МГИ в 2024 г. вблизи Стационарной океанографической платформы (44.393047°с.ш., 33.984596°в.д.). В ходе эксперимента осуществлялись непрерывные измерения с помощью нескольких прототипов волноизмерительных буйев. В данной статье представлены данные одного из буйев, установленного на якорю на расстоянии около 200 м от платформы на глубине приблизительно 27 м.

Буй функционирует по принципу логгера, то есть собирает данные инерциальных измерений и записывает их на карту памяти без предварительной обработки. Частота записи составляет 25 Гц, объем карты памяти — 32 ГБ, а питание обеспечивается шестью литий-ионными аккумуляторами общей емкостью 50 Вт·ч. Прототип также оснащен часами реального времени, что позволяет синхронизировать измерения с мировым временем. В рамках данного прототипа для методических целей были использованы два инерциальных датчика «потребительского» класса, но разных моделей: MPU-9250 [24] и BNO-055 [17]. Оба датчика обеспечивают измерение трех компонент собственных ускорений (вектора силы тяжести), угловых скоростей и магнитного поля. Кроме того, BNO-055 имеет встроенный алгоритм обработки данных, выходные параметры которого (углы Эйлера) также записывались на карту памяти и впоследствии сравнивались с результатами обработки другими алгоритмами на этапе анализа данных. Наличие двух датчиков разных производителей позволяет получить грубую оценку разброса их параметров, а также оценить роль собственных некоррелированных шумов.

Электронные компоненты размещены в герметичном цилиндрическом корпусе диаметром 10 см и высотой 30 см, который установлен в поплавок из вспененного полистирола, выполненный в форме диска диаметром 40 см и высотой 10 см. Инерциальные датчики расположены сонаправленно на вертикальной оси симметрии корпуса по разные стороны от материнской платы таким образом, чтобы расстояние между ними было минимальным (фактически они разнесены по горизонтали на расстояние не более 4 мм). Оба датчика находятся в одной горизонтальной плоскости, совпадающей с плоскостью ватерлинии, то есть максимально близко к точке, вокруг которой происходят собственные колебания корпуса. Для минимизации влияния резких толчков, возникающих при взаимодействии корпуса буя с крутыми и обрушивающимися волнами [25], в состав якорной линии был включен эластичный амортизатор (отрезок латексного жгута в нейлоновой оплетке длиной 7 м и диаметром 6 мм).

В качестве эталонных измерений использовались данные, полученные с помощью решетки струнных резистивных волнографов, которые позволяют измерять двумерные частотно-угловые спектры [26]. Комплекс метеорологических наблюдений проводился на базе метеостанции Davis Vantage Pro, включающей

чашечный анемометр, флюгерный датчик направления ветра, а также датчики температуры и влажности воздуха, установленные на мачте платформы на высоте 21 м над уровнем моря. Полученные данные впоследствии использовались для пересчета скорости ветра на стандартную высоту 10 м с использованием алгоритма COARE3.0 [27].

Всего было собрано около одной недели (165 ч) непрерывных измерений (рис. 1). В течение этого периода скорость ветра варьировалась от 0 до 15 м/с при переменном направлении, преимущественно восточном или западном, в течение 1–3 сут. В результате волны в районе наблюдений имели различное направление, высоту и степень развития. Максимальная высота значительных волн достигала ~1 м, а частота спектрального пика в период максимального развития составляла ~0,2 Гц, что характерно для данной акватории. Практически на протяжении всего периода наблюдений присутствовала зыбь, приходящая с юго-востока, с периодом ~10 с и разной степенью интенсивности. Таким образом, волнение на анализируемом временном интервале можно охарактеризовать как достаточно разнообразное, что, на наш взгляд, положительно сказывается на репрезентативности представленного анализа.

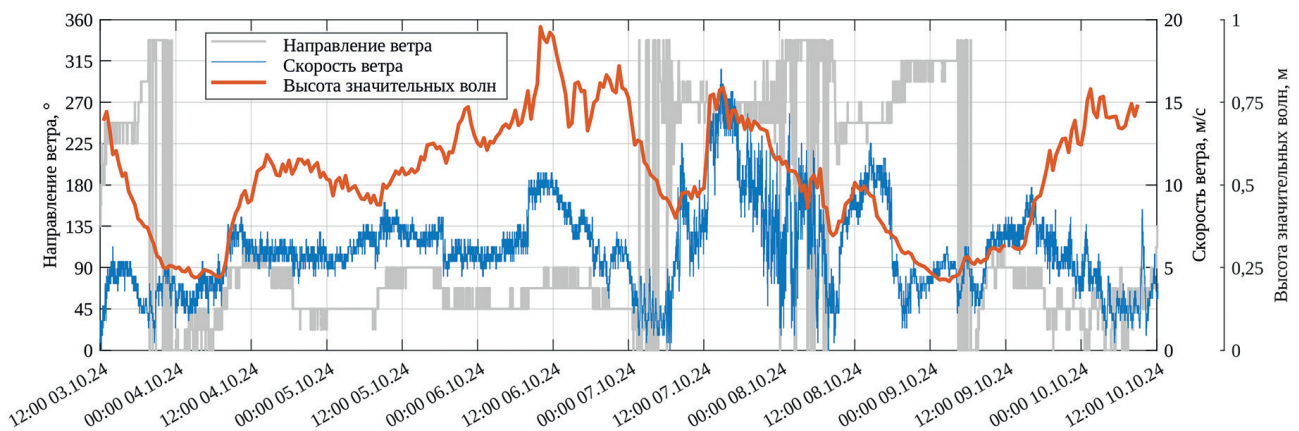


Рис. 1. Направление ветра, скорость ветра и высота значительных волн во время эксперимента

Fig. 1. Wind direction, wind speed, and significant wave height during the experiment

2.2. Алгоритмы оценки ориентации

Оценка ориентации корпуса буйа заключается в поиске преобразования поворота от подвижной системы координат (связанной с корпусом) к неподвижной (географической). Используемые в работе алгоритмы условно можно разделить на две группы.

К первой группе относятся алгоритмы, использующие в качестве входных данных только измерения опорных векторов — векторов силы тяжести (измерения акселерометра) и магнитного поля (измерения магнитометра):

- TRIG/TRIM, TRI-axial Attitude Determination — метод ТРИАД. Один из самых ранних и простых методов оценки ориентации по наблюдениям двух неколлинеарных опорных векторов [6]. В случае постоянства векторов в подвижной и неподвижной системах отсчёта метод даёт точное решение в виде матрицы поворота, составленной из комбинации векторных триад. Поскольку реальные измерения всегда подвержены ошибкам, найденное преобразование поворота совмещает только один (приоритетный) вектор в зависимости от порядка опорных векторов, в котором составлены триады. В наших обозначениях TRIG и TRIM указывают на приоритет вектора силы тяжести и магнитного поля, соответственно.

- DAVQ, Davenport's Q-method — метод Давенпорта. Метод состоит в поиске собственных значений и собственных векторов специально построенной матрицы (матрицы Давенпорта) [7]. Оптимальный кватернион ориентации соответствует собственному вектору, связанному с максимальным собственным значением этой матрицы.

- FLAE, Fast Linear Attitude Estimator — быстрая линейная оценка ориентации. Метод сводит задачу оценки ориентации к линейным уравнениям на основе кватернионов и использования псевдообратных матриц [8], что позволяет оценить ориентацию с помощью решения на основе собственных значений, обеспечивая более высокую скорость вычислений по сравнению с DAVQ.

Ко второй группе относятся алгоритмы, использующие помимо измерений силы тяжести и магнитного поля также измерения скорости вращения подвижной системы отсчёта (показания гироскопа):

- ROLQ, Recursive Optimal Linear estimator of Quaternion — рекурсивный оптимальный метод оценки кватерниона. Метод использует оптимальную оценку кватерниона методом наименьших квадратов с рекурсивным учётом измерений скорости вращения для подавления помех, связанных с возможным искажением магнитного поля и вектора силы тяжести за счёт инерциальных сил [9].

- COMF, Complementary Filter — комплементарный фильтр. Данный фильтр оценивает ориентацию по измерениям гироскопа и корректирует ее с учетом измерений силы тяжести и магнитного поля с заданным весом [10].

- МАНО, Mahony Filter — фильтр Махони. Является разновидностью комплементарного фильтра, разработанной специально для применения с инерциальными датчиками потребительского класса и, соответственно, с улучшенной устойчивостью к помехам в измерительных каналах [11]. Оценка ориентации корректируется на каждом шаге путём введения управляющей (поправочной) угловой скорости.

- MADG, Madgwick Filter — фильтр Маджвика. Подобно фильтру Махони, предназначен для работы с датчиками, измерения которых подвержены искажениям [12]. Вместо поправки к скорости вращения используется оптимальная поправка к кватерниону ориентации, полученная методом градиентного спуска.

- KALM, Kalman Filter — фильтр Калмана. Один из наиболее распространённых фильтров, использующийся в самых разных отраслях науки и техники для предсказания состояния динамических систем с учётом статистики ошибок зашумленных и/или неполных измерений [13].

- EKAFF, Extended Kalman Filter — расширенный фильтр Калмана. В отличие от обычного линейного фильтра Калмана в данном методе учитывается нелинейность модели, описывающей предсказание состояния динамической системы и, соответственно, отличие законов распределения предсказываемых величин от нормального [14].

В работе использованы численные реализации данных алгоритмов, имеющие открытый исходный код и реализованные в виде готовых модулей в среде MATLAB [15] (для COMF и KALM) и Python [16] (для всех остальных). Фильтры, перечисленные во второй группе, за исключением метода ROLQ, имеют настроечные параметры. Для комплементарных фильтров это вес показаний поправочных оценок, сделанных по показаниям магнитометра и гироскопа. Для фильтра Калмана это дисперсии шумов каналов измерений (их значения близки к значениям для используемых датчиков). В данной работе использованы значения «по умолчанию», установленные в исходных кодах. Во избежание возможной путаницы в определениях направляющих осей работоспособность алгоритмов была предварительно проверена на простых модельных данных и лабораторных опытах (повороты вокруг осей датчика в привязке к географическим осям и ускоренные движения вдоль них).

Помимо этого, использованы результаты работы встроенного алгоритма датчика BNO-055 (обозначен как BSCH). Кроме того, рассмотрены данные без вертикальной коррекции (обозначены как NONE) в предположении, что вертикальные ускорения в подвижной и неподвижной системах координат совпадают (применимо только для высот и периодов волн, поскольку оценка направления волн в этом случае не определяется).

2.3. Оценка параметров волн

Направленный спектр волн оценивался по измерениям вертикальных ускорений и углов наклона корпуса с использованием классического метода Лонге-Хиггинса [28], в рамках которого спектр возвышений волн представлялся виде усечённого ряда Фурье:

$$S(f, \theta) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^2 (a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta) = S_z(f) D(f, \theta), \quad (1)$$

где f — частота, $S_z(f)$ — одномерный частотный спектр возвышений, $D(f, \theta)$ — функция углового распределения спектральной энергии по азимутальному углу θ (в наших обозначениях $\theta = 0$ соответствует волнам, распространявшимся с севера на юг), индекс n указывает на порядок коэффициентов в разложении Фурье.

Как показано в [28], измерения ускорений и наклонов содержатся только в членах порядка $n \leq 2$. Соответствующие коэффициенты a_0 , a_1 , a_2 , b_1 и b_2 , являющиеся функциями частоты f , вычислялись по ко- и кросс-спектрам вертикальных ускорений и углов наклона корпуса (см. детальное описание данного метода в разделе 3.2 в [29]).

Аналогичный метод применялся для обработки данных струнного волнографа, с тем отличием, что наклоны поверхности определялись по нормали к плоскости, аппроксимирующей мгновенные показания возвышений.

Высота значительных волн определялась через нулевой момент спектра возвышений:

$$H_s = 4 \cdot \left[\int_{f_1} S_z(f) df \right]^{1/2}, \quad (2)$$

где спектр возвышений S_z восстанавливался из спектра вертикальных ускорений S_a как $S_z = \omega^{-4} S_a$, где $\omega = 2\pi f$ — круговая частота. Из-за особенности при $\omega \rightarrow 0$ интегрирование в (2) начиналось не с нуля, а с частоты f_1 , соответствующей первому локальному минимуму спектра возвышений [3].

Период волн, соответствующий спектральному пику, оценивался через первый момент спектра возвышений с использованием метода [30], делающего обычную оценку по частоте пика менее зависимой от спектрального разрешения,

$$T_p = \left[\frac{\int_{f_1} f S_z(f)^4 df}{\int_{f_1} S_z(f)^4 df} \right]^{-1}. \quad (3)$$

Направление волн рассчитывалось как средне-взвешенное по спектру значение [31]:

$$\Theta = \frac{\int_{f_1} \theta_1 S_z(f) df}{\int_{f_1} S_z(f) df}, \quad (4)$$

где $\theta_1 = \arctan(b_1/a_1)$ — распределение среднего направления волн по частоте [29].

3. Результаты

Наличие двух близко расположенных датчиков в одном буйе позволяет наглядно продемонстрировать порядок ошибок, связанных со случайным разбросом заводских калибровочных коэффициентов или, как в нашем случае, с различиями между моделями датчиков разных производителей. Для этого на рис. 2 показаны когерентность и отношения спектров между наиболее важными измерениями, используемыми для оценки параметров волн, а именно: вертикальные ускорения, по которым оценивается одномерный спектр и, соответственно, высота и период волн (слева); горизонтальные компоненты вектора магнитного поля (посередине) и скорости вращения вокруг горизонтальных осей (справа), которые, в свою очередь, играют ключевую роль в восстановлении уклонов волн, спектральной функции углового распределения и в оценке направлений волн. Показаны три наиболее типичные ситуации при скорости ветра ~5 м/с, 10 м/с и 15 м/с (обозначены разными цветами).

Во всех случаях наблюдается предельно высокая степень когерентности (~0,99) сигналов в диапазоне частот от спектрального пика (условно 0,15...0,2 Гц) до частоты пропускания (для используемого корпуса она составляет порядка 1 Гц). Это указывает на то, что измерения обоих датчиков содержат преимущественно сигнал, обусловленный движением волн, а собственный шум вносит незначительный вклад. Примечательно, что и на частотах ниже частоты пика когерентность остается достаточно высокой (0,8...0,9), что также свидетельствует о том, что сигнал на этих частотах — артефакт, известный как низкочастотный шум, — обусловлен в основном движением буйа, а не инструментальным шумом датчиков. Несколько более низкая когерентность на частотах ниже частоты пика наблюдается при слабом ветре для скорости вращения вокруг оси x (преобладающие волны для показанного случая вызывали вращение вокруг оси y). Однако даже в этом случае её значение составляет не менее 0,7.

Отношение мощности спектральных компонент вертикальных ускорений для двух датчиков (рис. 2, *з*) близко к единице и находится в диапазоне 0,95...1,05. Измерения магнитного поля и скоростей вращения (рис. 2, *д*, *е*) отличаются несколько сильнее: для них это отношение составляет 0,90...1,05 (за исключением случая слабого ветра, описанного выше). Отношения амплитуд, соответствующие таким разбросам, составляют ~2,5 % и ~5 %, соответственно, что вполне укладывается в рамки погрешностей, заявленных для масштабных коэффициентов представленных датчиков (единицы процентов). Отметим также, что в случае магнитного поля, для которого наблюдаются наибольшие разбросы, абсолютное значение не играет существенной роли для оценки уклонов, а важно лишь направление вектора. Ниже, если не идет речь о сравнении двух датчиков, будут использованы измерения датчика MPU-9250.

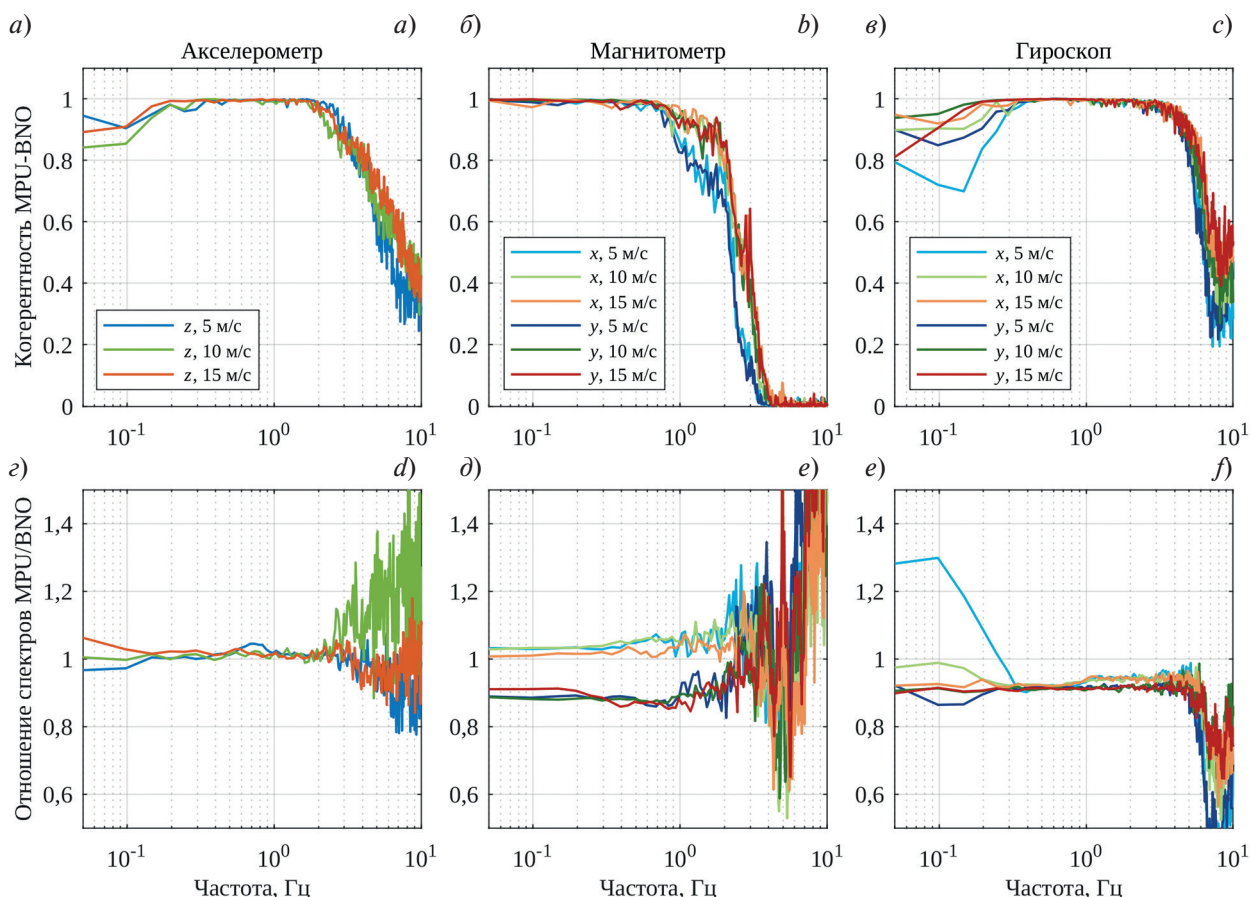


Рис. 2. Когерентность (сверху) и отношение спектров (снизу) между исходными измерениями вертикальной компоненты акселерометра (слева) и горизонтальных компонент магнитометра (посередине) и гироскопа (справа) по датчикам MPU-9250 и BNO-055. Цветом показана скорость ветра: оттенки синего — 5 м/с (данные за 07:00–08:00 04.10.2024), оттенки зелёного — 10 м/с (10:00–11:00 06.10.2024), оттенки красного — 15 м/с (15:00–16:00 07.10.2024)

Fig. 2. Coherence (top) and spectral ratio (bottom) between raw measurements of the vertical accelerometer component (left), horizontal magnetometer components (middle), and gyroscope components (right) for MPU-9250 and BNO-055 sensors. Wind speed is color-coded: blue shades — 5 m/s (data from 07:00–08:00 on 04.10.2024), green shades — 10 m/s (10:00–11:00 on 06.10.2024), red shades — 15 m/s (15:00–16:00 on 07.10.2024)

На рис. 3 показан пример обработки исходных данных различными алгоритмами оценки ориентации, включая углы наклона корпуса, восстановленные вертикальные ускорения и возвышения морской поверхности при ветре 10 м/с. Возвышения получены интегрированием ускорений с предварительной фильтрацией низкочастотных составляющих фильтром с постоянной времени, соответствующей частоте f_1 .

Наибольшие различия между алгоритмами наблюдаются для оценок углов наклона корпуса. Хотя в целом оценки схожи, средний разброс составляет 5...10°. Исключение составляют редкие события (предположительно, моменты обрушения волн, поскольку им соответствуют выбросы во всех сигналах), где различия достигают 20...40°, а оценки могут становиться противофазными. Соответствующие расхождения в возвышениях достигают 0,5 м, что составляет около половины значимой высоты волн. Таким образом, выбор алгоритма критически важен при анализе индивидуальных волн, например аномально больших волн и так называемых волн-убийц.

Для регулярного (не обрушивающегося) волнения различия между алгоритмами менее существенны, поскольку углы наклона вносят лишь поправку к ускорениям и возвышениям. Однако принципиальные различия наблюдаются в низкочастотной области, что важно для корректного выбора нижнего предела интегрирования f_1 в (2). На рис. 3 показан пример спектров возвышений (в логарифмическом и линейном масштабе), который демонстрирует, что в рабочей области выше частоты пика различия минимальны, тогда как на низких частотах разница в уровнях спектра достигает порядка величины.

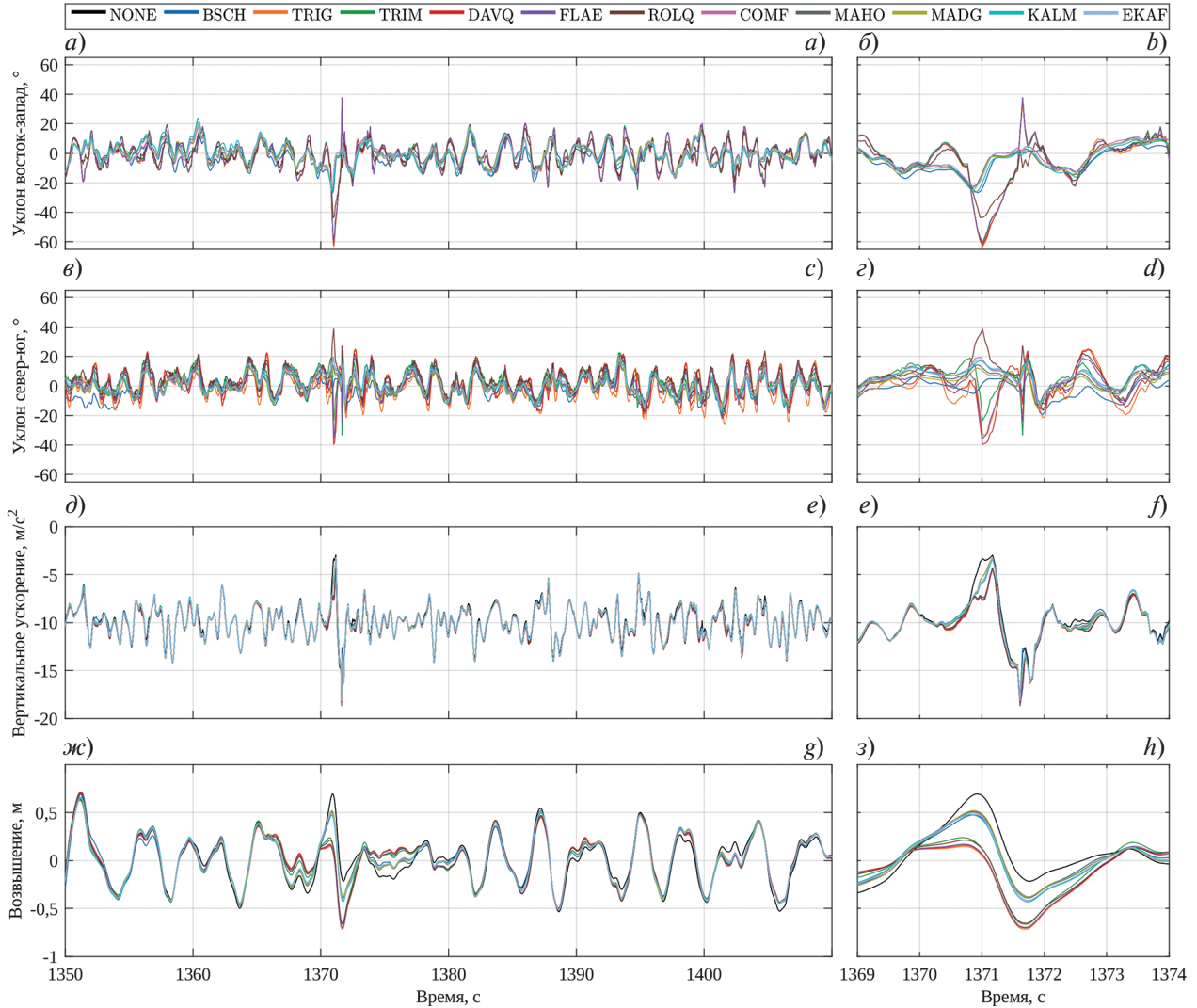


Рис. 3. Пример восстановления параметров движения буйа при ветре 10 м/с по датчику MPU-9250: (а, б) — уклон корпуса в направлении запад-восток; (в, д) — уклон в направлении север-юг; (е, ф) — вертикальные ускорения; (ж, з) — возвышения морской поверхности. Левые панели показывают одноминутный фрагмент записи, правые — детализированный участок с выбросом, зарегистрированным на 1370 с

Fig. 3. Example of buoy motion reconstruction at 10 m/s wind speed from MPU-9250 sensor data: (a, b) hull tilt in west-east direction; (c, d) tilt in north-south direction; (e, f) vertical accelerations; (g, h) sea surface elevations. Left panels display a one-minute recording segment, right panels show a detailed section with a spike recorded at 1370 s

Более общая оценка качества алгоритмов дана на диаграмме (рис. 4, в), показывающей отношение оцененных и референтных значительных высот волн в зависимости от уровня низкочастотных помех. Наилучшие результаты демонстрируют алгоритмы KALM, EKAF, COMF, MAHO, MADG и BSCH (группа в левом нижнем углу). Алгоритмы прямой оценки (TRIG, TRIM, DAVQ, FLAE) имеют в ~3 раза более высокий уровень шума, при этом TRIM показывает точность, сопоставимую с KALM, MAHO, MADG. Рекурсивный фильтр ROLQ не улучшает оценки и имеет среднее отношение сигнал шум близкое к 1 за счет сильных выбросов.

Несмотря на выявленные различия, следует отметить, что оценка значительной высоты волн всеми алгоритмами демонстрирует хорошее соответствие с референтными данными (отклонения не превышают 4...7,5 % для всех алгоритмов). Выделение оптимального алгоритма по данному критерию едва ли возможно, поскольку погрешность эталонных измерений струнного волнографа имеет схожую величину (точность калибровочных коэффициентов струнного волнографа). Сравнение результатов, полученных от разных датчиков (визуализированное расстоянием между точками на диаграмме), показывает, что влияние выбора датчика на точность оценок существенно меньше, чем влияние выбора алгоритма обработки.

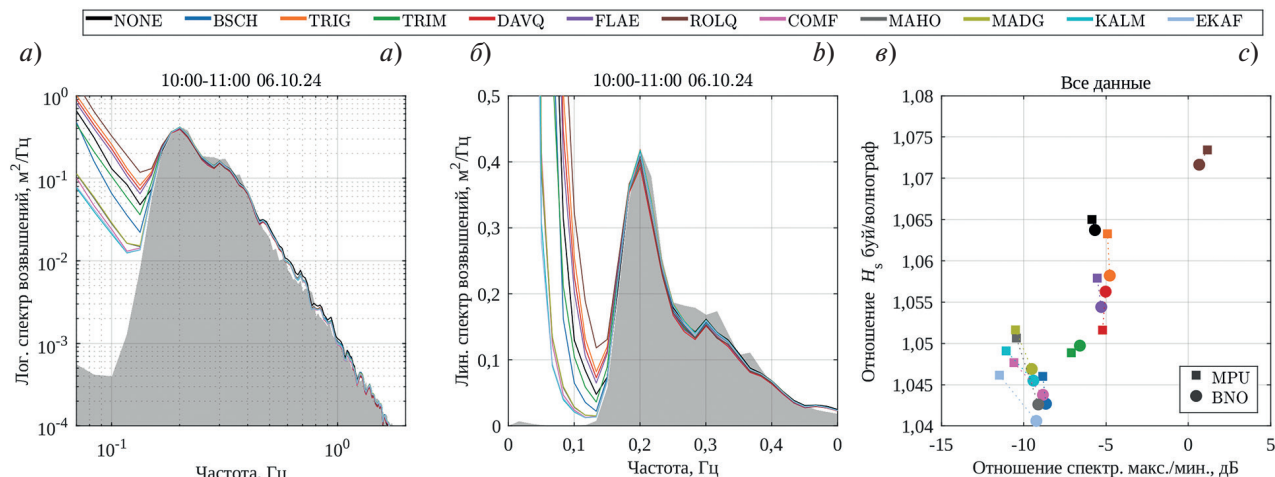


Рис. 4. Типичный спектр возвышений морской поверхности при скорости ветра 10 м/с: *a* — спектральная плотность в логарифмическом масштабе; *b* — то же в линейном масштабе. Цветные кривые соответствуют оценкам по измерениям датчика MPU-9250 с помощью различных алгоритмов, серая заливка — референтные измерения волнографа. На панели *в* представлена зависимость средней относительной ошибки оценки высоты значительных волн от уровня низкочастотного шума, нормированного на максимальное значение спектра для датчика MPU-9250 и BNO-055

Fig. 4. Typical sea surface elevation spectrum at 10 m/s wind speed: *a* — spectral density in logarithmic scale; *b* — the same in linear scale. Colored curves represent estimates from MPU-9250 sensor measurements using different algorithms, while gray shading indicates reference wave gauge measurements. Panel *c* shows the dependence of the mean relative error in significant wave height estimation on the level of low-frequency noise (normalized to the spectrum's maximum value) for both MPU-9250 and BNO-055 sensors

Более наглядно результаты оценки интегральных параметров волнения представлены на рис. 5. На графиках показаны временные ряды значительной высоты волн H_s , периода волн, соответствующих спектральному пику, T_p и средневзвешенного направления волн Θ в сравнении с референтными волнографическими измерениями (слева), а также соответствующие диаграммы рассеяния (справа).

Наилучшее соответствие наблюдается для параметра H_s , причем результаты практически не зависят от выбранного алгоритма обработки (рис. 5, *a*, *б*). Небольшая систематическая переоценка отмечается лишь для временного интервала 7–9 октября, когда на акватории наблюдалось сильное течение. Однако детальный анализ этого эффекта выходит за рамки данного исследования.

Существенно большие различия между алгоритмами наблюдаются для оценок периода волн T_p (рис. 5, *в*, *г*). Временные ряды демонстрируют выраженные выбросы, наиболее заметные около полуночи 4 октября и полудня 9 октября. Источником этих артефактов являются ошибки в оценке частоты f_1 и влияние низкочастотного шума. В случае завышенных оценок истинный спектральный пик маскируется низкочастотными помехами, тогда как при заниженных оценках вместо основного пика определяется максимум зыби, неправдоподобно усиленный низкочастотными помехами. Наибольшее количество таких ошибок характерно для алгоритма ROLQ, который демонстрирует максимальный уровень низкочастотных помех.

Наиболее сложная ситуация наблюдается при оценке средневзвешенного направления волнения Θ (рис. 5, *д*, *е*). Фильтры Калмана (KALM, EKAF), комплементарные фильтры (COMF, MAHO, MADG), а также встроенный алгоритм BSCH дают устойчивые оценки, близкие к референтным значениям. В то же время алгоритмы прямой оценки (TRIG, TRIM, DAVQ, FLAE, ROLQ) демонстрируют чрезмерно зашумленные результаты, что говорит об их малой эффективности при определении характеристик направленности волнения.

Более детальные количественные метрики для данного сравнительного анализа представлены на рис. 6 в виде диаграмм, одновременно отображающих коэффициент корреляции (КК) и среднеквадратичную ошибку (СКО) между рядами H_s , T_p и Θ , полученными по измерениям обоих датчиков и по референтным измерениям волнографа.

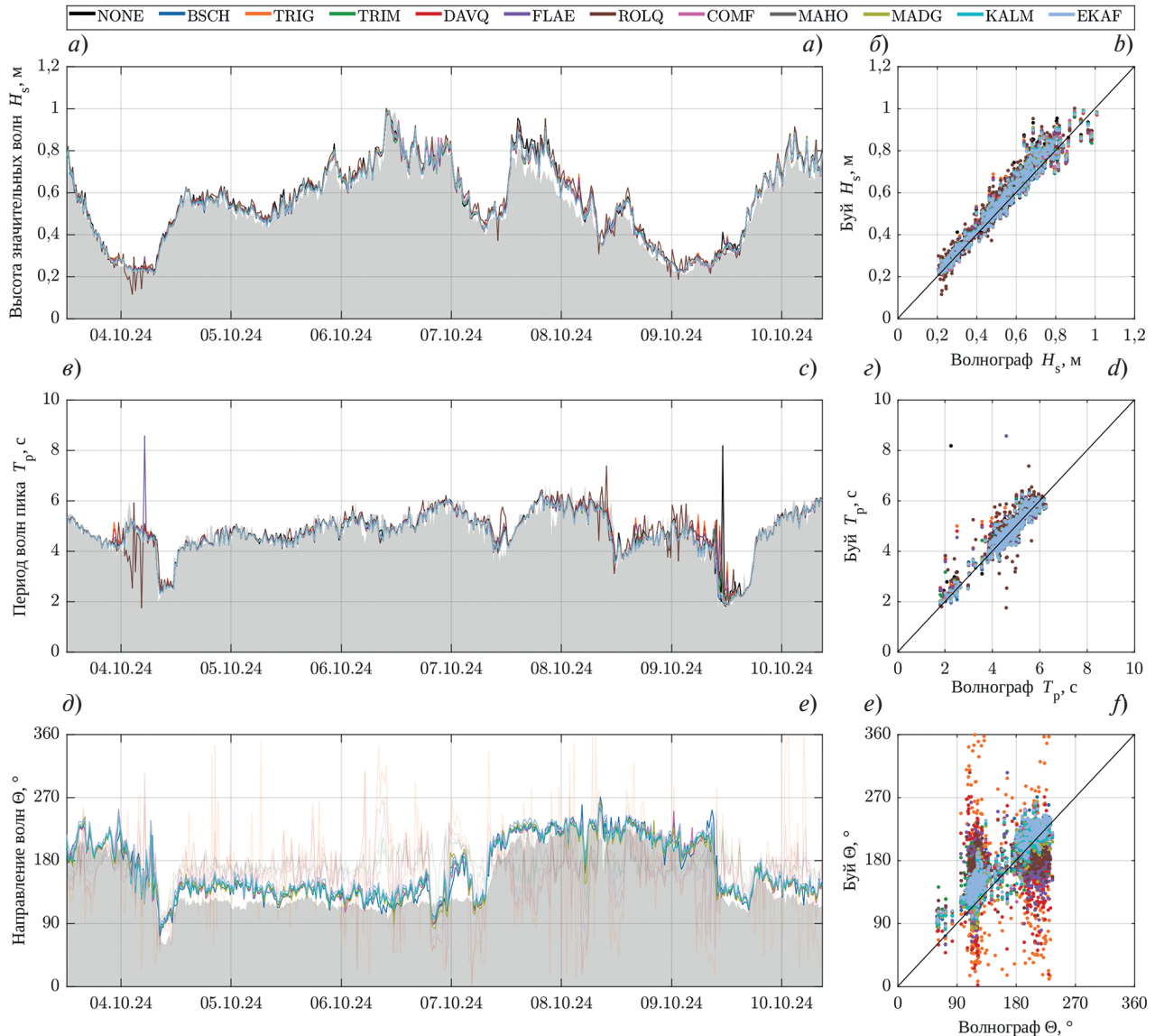


Рис. 5. Временные ряды высоты значительных волн (а), периода (в), соответствующих спектральному пику, и средне-взвешенного направления волн (д) по измерениям датчика MPU-9250 с использованием различных алгоритмов оценки (показаны цветами) в сравнении с референтными волнографическими измерениями (серая заливка). Панели б, г, е справа показывают соответствующие диаграммы рассеяния оценок относительно референтных данных

Fig. 5. Time series of significant wave height (a), peak wave period (c), and mean-weighted wave direction (e) from MPU-9250 sensor measurements using different color-coded estimation algorithms compared with reference wave gauge measurements (gray shading). The right panels (b, d, f) show corresponding scatter plots of estimates versus reference data

При анализе высот значительных волн (рис. 6, а, г) все алгоритмы, кроме ROLQ, демонстрируют незначительное, но устойчивое улучшение оценок по сравнению с некорректированным вариантом. КК независимо от выбора алгоритма или датчика составляет не менее 0,97, а СКО обычно находится в диапазоне 4,5...5,5 см.

Для периодов (рис. 6, б, д) наблюдается схожая картина. Алгоритмы KALM, EKAF, COMF, MAHO, MADG и BSCH дают практически идентичные оценки, сливающиеся на диаграммах в единую точку с коэффициентом корреляции $\sim 0,95$ и СКО $\sim 0,25...0,35$ с. Несколько менее точные результаты показывают алгоритмы TRIG, TRIM, DAVQ и FLAE, однако они также обеспечивают улучшение по сравнению с отсутствием вертикальной коррекции.

В случае направлений волн (рис. 6, в, е) алгоритмы KALM, EKAF, COMF, MAHO, MADG и BSCH демонстрируют хорошую точность (КК $\sim 0,90...0,94$, СКО $\sim 20^\circ$). Алгоритм ROLQ показывает более низкие результаты (КК $\sim 0,6$, СКО $\sim 40^\circ$), а прямые методы оценки TRIG, TRIM, DAVQ и FLAE не обеспечивают статистически значимых результатов (КК ~ 0)

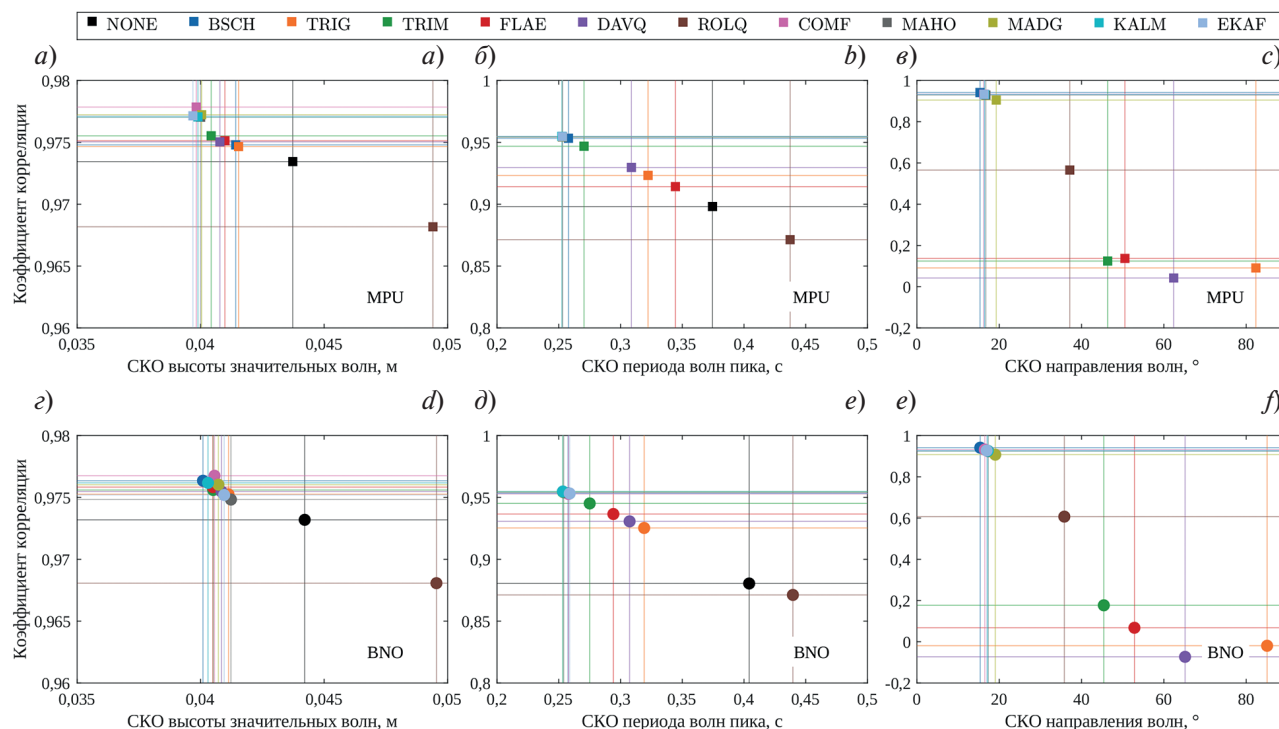


Рис. 6. Статистические показатели точности оценок параметров волнения: высоты значительных волн (а, д), периода волн, соответствующих спектральному пику (б, е), и средневзвешенного направления (в, з), представленные в координатах «коэффициент корреляции — среднеквадратичная ошибка». Верхний ряд соответствует измерениям датчика MPU-9250, нижний — датчика BNO-055

Fig. 6. Statistical indicators of wave parameter estimation accuracy: significant wave height (а, d), spectral peak wave period (б, е), and mean-weighted direction (в, з), presented in “correlation coefficient — root mean square error”. The top row corresponds to measurements from the MPU-9250 sensor, while the bottom row shows results from the BNO-055 sensor

4. Обсуждение

Отдельно стоит отметить, что выявленные закономерности не в полной мере могут быть справедливы для других буев. В частности, для миниатюрных буев, предназначенных для изучения коротковолновой части спектра, применение фильтра Калмана (KALM) может давать более зашумленные низкочастотные спектры по сравнению с ТРИАД-методом с приоритетом магнитного поля (TRIM) [32]. Как показано в работе [3], низкочастотные помехи в выходном сигнале фильтра Калмана могут быть вызваны импульсными помехами на его входе, возникающими в результате обрушения волн. Малые и легкие буи значительно более чувствительны к таким событиям, чем крупные и тяжелые. Кроме того, мелкомасштабные обрушения всегда более вероятны, чем крупномасштабные [33], что может снижать эффективность алгоритмов на основе фильтра Калмана в условиях сильных помех от обрушений. Тем не менее, фильтры, показавшие наилучшие результаты в нашем исследовании (KALM, EKAF, COMF, MAHO, MADG), обладают возможностями настройки. В данной работе использовались параметры алгоритмов «по умолчанию», но их дальнейшая оптимизация и адаптация к особенностям малых буев требует дальнейшего исследования, которое выходит за рамки настоящей работы.

В свете неопределенности, которая может быть вызвана выбором метода оценки ориентации, перспективным представляется перенос «на берег» этого этапа обработки данных подобно тому, как было реализовано в нашем эксперименте. Такой подход обеспечивает сохранение максимального объема информации и повышает прозрачность последующей обработки данных. Развитие каналов связи, увеличение вычислительных мощностей и объемов хранилищ данных только способствует реализации этой концепции. Например, для датчика с частотой опроса 5 Гц (9 каналов по 2 байта на отсчет) требуется ~3 Гб памяти для хранения данных одного года наблюдений. Суточный объем передачи данных при этом не превышает 8 Мб, что вполне реализуемо с использованием современных мобильных сетей связи, как продемонстрировано в [3]. Дополнительные энергозатраты на передачу данных в определенной степени могут быть компенсированы

отказом от довольно затратных в вычислительном плане алгоритмов оценки ориентации и, как следствие, от любой другой предобработки. Такая схема работы представляется оправданной для прибрежных исследований, где доступны сети мобильной связи. Для спутниковых каналов связи в открытом океане данный подход пока не столь эффективен из-за высокой стоимости передачи данных, но может стать перспективным в будущем.

5. Заключение

В данной работе продемонстрировано, как выбор алгоритма оценки ориентации волноизмерительного буя влияет на восстанавливаемые параметры поверхностных волн: одномерные частотные спектры и идентификацию в них спектрального максимума, а также интегральные параметры волнения — высоту значительных волн, период волн, соответствующих спектральному пику, и средневзвешенное направление волн.

Для анализа использованы готовые, легкодоступные программные реализации алгоритмов оценки ориентации, в частности методы, основанные на прямой оценке по векторам силы тяжести и магнитного поля (ТРИАД-метод, метод Давенпорта, быстрая линейная оценка ориентации), комплементарный фильтр и его разновидности (рекурсивная оптимальная оценка кватерниона, фильтр Махони, фильтр Маджвика), фильтр Калмана и его так называемая расширенная версия. Перечисленные алгоритмы тестировались на данных натурного эксперимента с использованием прототипа буя, в котором измерения акселерометра, гироскопа и магнитометра регистрировались в исходном виде для дальнейшей обработки «на берегу». В качестве референтных использовались измерения резистивных волнографов со стационарной океанографической платформы.

Буй был специально оборудован двумя близкорасположенными инерциальными датчиками одного ценового диапазона, работающими на схожих физических принципах, но выпускаемых разными производителями (комбинированный акселерометр/гироскоп/магнитометр MPU-9250 [24] и BNO-055 [17]). Сигналы этих датчиков оказались высоко когерентными и близкими по спектральному составу, что свидетельствует о слабом влиянии их внутренних характеристик (шумов и разброса калибровочных коэффициентов) на конечные восстанавливаемые параметры волн.

Показано, что выбор алгоритма обработки инерциальных данных не оказывает существенного влияния на относительную ошибку измерения спектра возвышений в области пика (и, следовательно, высоты значительных волн), но становится важным фактором при идентификации спектрального максимума и подавлении низкочастотных помех. Наибольшие ошибки наблюдаются в условиях слабого и смешанного волнения. Для определения направлений волн наиболее эффективны алгоритмы, учитывающие все данные датчика (разновидности комплементарных фильтров и фильтры Калмана), в то время как прямые оценки, основанные только на измерениях векторов силы тяжести и магнитного поля, не обеспечивают сколько-нибудь надёжных оценок направленности волн при использовании традиционного метода определения двумерного спектра.

Представленные результаты могут быть полезны как для постобработки исходных измерений волноизмерительных буйев («на берегу», как в данном исследовании), так и для разработки алгоритмов, выполняющих обработку данных непосредственно «на борту» волноизмерительного буя, когда передача всего объёма исходных данных невозможна или нецелесообразна.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, грант № 24-27-00153.

Funding

The research was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00153.

Литература

1. Rabault J., Nose T., Hope G. et al. OpenMetBuoy-v2021: An Easy-to-Build, Affordable, Customizable, Open-Source Instrument for Oceanographic Measurements of Drift and Waves in Sea Ice and the Open Ocean // *Geosciences*. 2022. Vol. 12, N 3. P. 110. EDN MCLHXX. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030110>
2. Collins C.O., Dickhudt P., Thomson J. et al. Performance of moored GPS wave buoys // *Coastal Engineering Journal*. 2024. P. 1–27. EDN FOVQMW. <https://doi.org/10.1080/21664250.2023.2295105>

3. Hope G., Seldal T.I., Rabault J. et al. SFY-A Lightweight, High-Frequency, and Phase-Resolving Wave Buoy for Coastal Waters // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2025. Vol. 42, N 2. P. 133–154. EDN YFPIDV. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-23-0170.1>
4. Грязин Д.Г. Расчет и проектирование буюв для измерения морского волнения. СПб.: СПбГИТМО (ТУ), 2000. 134 с.
5. Матвеев В.В., Распопов В.Я. Основы построения бесплатформенных инерциальных навигационных систем. СПб.: ОАО Концерн ЦНИИ Электроприбор, 2009. 278 с.
6. Black H.D. A passive system for determining the attitude of a satellite // AIAA Journal. 1964. Vol. 2, N 7. P. 1350–1351. <https://doi.org/10.2514/3.2555>
7. Davenport P.B. A vector approach to the algebra of rotations with applications. National Aeronautics and Space Administration, 1968. 25 p.
8. Wu J., Zhou Z., Fourati H., Cheng Y. A Super Fast Attitude Determination Algorithm for Consumer-Level Accelerometer and Magnetometer // IEEE Transactions on Consumer Electronics. 2018. Vol. 64, N 3. P. 375–381. <https://doi.org/10.1109/TCE.2018.2859625>
9. Zhou Z., Wu J., Wang J., Fourati H. Optimal, Recursive and Sub-Optimal Linear Solutions to Attitude Determination from Vector Observations for GNSS/Accelerometer/Magnetometer Orientation Measurement // Remote Sensing. 2018. Vol. 10, N 3. P. 377. EDN YGBQWL. <https://doi.org/10.3390/rs10030377>
10. Valenti R., Dryanovski I., Xiao J. Keeping a Good Attitude: A Quaternion-Based Orientation Filter for IMUs and MARGs // Sensors. 2015. Vol. 15, N 8. P. 19302–19330. <https://doi.org/10.3390/s150819302>
11. Mahony R., Hamel T., Pflimlin J.-M. Nonlinear Complementary Filters on the Special Orthogonal Group // IEEE Transactions on Automatic Control. 2008. Vol. 53, N 5. P. 1203–1218. <https://doi.org/10.1109/TAC.2008.923738>
12. Madgwick S.O.H., Harrison A.J.L., Vaidyanathan R. Estimation of IMU and MARG orientation using a gradient descent algorithm // 2011 IEEE International Conference on Rehabilitation Robotics. 2011. P. 1–7. <https://doi.org/10.1109/ICORR.2011.5975346>
13. Kalman R.E. A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems // Journal of Basic Engineering. 1960. Vol. 82, N 1. P. 35–45. <https://doi.org/10.1115/1.3662552>
14. Hartikainen J., Solin A., Särkkä S. Optimal filtering with Kalman filters and smoothers. Department of biomedical engineering and computational sciences, Aalto University School of Science, 2011. 150 p.
15. Open Source Sensor Fusion. An open source repository of algorithms and datasets for sensor fusion and analytics (Version 4.22 of Freescale Semiconductor's sensor fusion library). URL: <https://github.com/memsindustrygroup/Open-Source-Sensor-Fusion/tree/master> (дата обращения: 28.03.2025).
16. AHRS: Attitude and Heading Reference Systems. AHRS0.4.0 documentation. URL: <https://ahrs.readthedocs.io/en/latest/> (дата обращения: 28.03.2025).
17. Bosch Sensortec. BNO055 Intelligent 9-axis absolute orientation sensor. 2014. URL: <https://www.bosch-sensortec.com/media/boschsensortec/downloads/datasheets/bst-bno055-ds000.pdf> (дата обращения: 28.03.2025).
18. Rainville E., Thomson J., Moulton M., Derakhti M. Measurements of nearshore ocean-surface kinematics through coherent arrays of free-drifting buoys // Earth System Science Data. 2023. Vol. 15, N 11. P. 5135–5151. EDN HBBMLX. <https://doi.org/10.5194/essd-15-5135-2023>
19. Feddersen F., Amador A., Pick K. et al. The wavedrifter: a low-cost IMU-based Lagrangian drifter to observe steepening and overturning of surface gravity waves and the transition to turbulence // Coastal Engineering Journal. 2024. Vol. 66, No. 1. P. 44–57. EDN ZSVNKT. <https://doi.org/10.1080/21664250.2023.2238949>
20. Veras Guimarães P., Arduin F., Sutherland P. et al. A surface kinematics buoy (SKIB) for wave-current interaction studies // Ocean Science. 2018. Vol. 14, No. 6. P. 1449–1460. EDN GBSLNE. <https://doi.org/10.5194/os-14-1449-2018>
21. Crandle T., Cook M., Cook G., Celkis E. Advances in wave sensing using MEMS // Proceedings of OCEANS2016 MTS/IEEE, Monterey. 2016. P. 1–4. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2016.7761148>
22. Tengberg A., Weiss G., Roach D. Directional wave, currents and environmental monitoring from navigation and hydrography buoys: An introduction to MOTUS // Proceedings of 2018 OCEANS — MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (OTO). 2018. P. 1–10. <https://doi.org/10.1109/OCEANSKOB.2018.8559239>
23. Zhou F., Zhang R., Zhang S. Measurement principle and technology of miniaturized strapdown inertial wave sensor // Frontiers in Marine Science. 2022. Vol. 9. 991996. EDN OIQFGM. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.991996>
24. InvenSense™, Inc. MPU-9250 product specification. Revision 1.1. 2016. URL: www.invensense.com/wp-content/uploads/2015/02/PS-MPU-9250A-01-v1.1.pdf (дата обращения: 28.03.2025).
25. Joosten H. Directional wave buoys and their elastic mooring // International Ocean Systems. 2006. Vol. 10, N 4. P. 18–21.
26. Bondur V.G., Dulov V.A., Murynin A.B., Yurovsky Yu. Yu. A study of sea-wave spectra in a wide wavelength range from satellite and in-situ data // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. Vol. 52, N 9. P. 888–903. EDN YVCIWH. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090097>

27. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E. et al. Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm // *Journal of Climate*. 2003. Vol. 16, N4. P. 571–591. <0571: BPOASF>2.0.CO;2. EDN LZCPGF. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016)
28. Longuet-Higgins M.S., Cartwright D.E., Smith N.D. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy // *Ocean wave spectra: Proceedings of a conference, N.A.O. Sciences, ed.*, Prentice-Hall. 1961. P. 111–132.
29. Earle M.D., Brown R., Baker D.J., McCall J.C. Nondirectional and directional wave data analysis procedures. Stennis Space Center, 1996. 43 p. (NDBC technical document 96–01). URL: www.ndbc.noaa.gov/wavemeas.pdf (дата обращения: 28.03.2025).
30. Young I.R. The determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency // *Ocean Engineering*. 1995. Vol. 22, N 7. P. 669–686. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(95\)00002-3](https://doi.org/10.1016/0029-8018(95)00002-3)
31. Rossi G.B., Nardone G., Settanta G. et al. Improvement in the Post-Processing of Wave Buoy Data Driven by the Needs of a National Coast and Sea Monitoring Agency // *Sensors*. 2023. Vol. 23, N 12. P. 5371. EDN CIYKPI. <https://doi.org/10.3390/s23125371>
32. Yurovsky Yu. Yu., Kudinov O.B. Methods and Errors of Wave Measurements Using Conventional Inertial Motion Units // *Physical Oceanography*. 2025. Vol. 32, N 1. P. 63–83. EDN WTGOVI
33. Pivaev P., Kudryavtsev V., Korinenko A., Malinovsky V. Field Observations of Breaking of Dominant Surface Waves // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13, N 16. P. 3321. EDN NMQQBA. <https://doi.org/10.3390/rs13163321>

References

1. Rabault J, Nose T, Hope G, et al. OpenMetBuoy-v2021: an easy-to-build, affordable, customizable, open-source instrument for oceanographic measurements of drift and waves in sea ice and the open ocean. *Geosciences*. 2022;12(3):110. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030110>
2. Collins CO, Dickhudt P, Thomson J, et al. Performance of moored GPS wave buoys. *Coastal Engineering Journal*. 2024;1–27. <https://doi.org/10.1080/21664250.2023.2295105>
3. Hope G, Seldal TI, Rabault J, et al. SFY — a lightweight, high-frequency, and phase-resolving wave buoy for coastal waters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2025;42(2):133–154. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-23-0170.1>
4. Gryazin DG. Calculation and design of buoys for sea wave measurements. St. Petersburg: SPbGU ITMO; 2000. 134 p. (in Russian).
5. Matveev VV, Raspopov VYa. Fundamentals of strapdown inertial navigation systems. St. Petersburg: Concern CSRI Elektropribor JSC; 2009. 278 p. (in Russian).
6. Black HD. A passive system for determining the attitude of a satellite. *AIAA Journal*. 1964;2(7):1350–1351. <https://doi.org/10.2514/3.2555>
7. Davenport PB. A vector approach to the algebra of rotations with applications. Washington, DC: National Aeronautics and Space Administration; 1968. 25 p.
8. Wu J, Zhou Z, Fourati H, Cheng Y. A super fast attitude determination algorithm for consumer-level accelerometer and magnetometer. *IEEE Transactions on Consumer Electronics*. 2018;64(3):375–381. <https://doi.org/10.1109/TCE.2018.2859625>
9. Zhou Z, Wu J, Wang J, Fourati H. Optimal, recursive and sub-optimal linear solutions to attitude determination from vector observations for GNSS/accelerometer/magnetometer orientation measurement. *Remote Sensing*. 2018;10(3):377. <https://doi.org/10.3390/rs10030377>
10. Valenti R, Dryanovski I, Xiao J. Keeping a good attitude: a quaternion-based orientation filter for IMUs and MARGs. *Sensors*. 2015;15(8):19302–19330. <https://doi.org/10.3390/s150819302>
11. Mahony R, Hamel T, Pflimlin J-M. Nonlinear complementary filters on the special orthogonal group. *IEEE Transactions on Automatic Control*. 2008;53(5):1203–1218. <https://doi.org/10.1109/TAC.2008.923738>
12. Madgwick SOH, Harrison AJL, Vaidyanathan R. Estimation of IMU and MARG orientation using a gradient descent algorithm. In: 2011 IEEE International Conference on Rehabilitation Robotics; 2011. p. 1–7. <https://doi.org/10.1109/ICORR.2011.5975346>
13. Kalman RE. A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of Basic Engineering*. 1960;82(1):35–45. <https://doi.org/10.1115/1.3662552>
14. Hartikainen J, Solin A, Särkkä S. Optimal filtering with Kalman filters and smoothers. Espoo: Department of Biomedical Engineering and Computational Science, Aalto University School of Science; 2011. 150 p.
15. Open Source Sensor Fusion. An open source repository of algorithms and datasets for sensor fusion and analytics (Version 4.22 of Freescale Semiconductor's sensor fusion library). Available from: <https://github.com/memsindustrygroup/Open-Source-Sensor-Fusion/tree/master> [accessed 28 March 2025].

16. AHRS: Attitude and Heading Reference Systems. AHRS0.4.0 documentation. Available from: <https://ahrs.readthedocs.io/en/latest/> [accessed 28 March 2025].
17. Bosch Sensortec. BNO055 intelligent 9-axis absolute orientation sensor. Reutlingen: Bosch Sensortec; 2014. Available from: <https://www.bosch-sensortec.com/media/boschsensortec/downloads/datasheets/bst-bno055-ds000.pdf> [accessed 28 March 2025].
18. Rainville E, Thomson J, Moulton M, Derakhti M. Measurements of nearshore ocean-surface kinematics through coherent arrays of free-drifting buoys. *Earth System Science Data*. 2023;15(11):5135–5151. <https://doi.org/10.5194/essd-15-5135-2023>
19. Feddersen F, Amador A, Pick K, et al. The wavedrifter: a low-cost IMU-based Lagrangian drifter to observe steepening and overturning of surface gravity waves and the transition to turbulence. *Coastal Engineering Journal*. 2024;66(1):44–57. <https://doi.org/10.1080/21664250.2023.2238949>
20. Veras Guimarães P, Ardhuin F, Sutherland P, et al. A surface kinematics buoy (SKIB) for wave–current interaction studies. *Ocean Science*. 2018;14(6):1449–1460. <https://doi.org/10.5194/os-14-1449-2018>
21. Crandle T, Cook M, Cook G, Celkis E. Advances in wave sensing using MEMS. In: Proceedings of OCEANS2016 MTS/IEEE Monterey; 2016. p. 1–4. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2016.7761148>
22. Tengberg A, Weiss G, Roach D. Directional wave, currents and environmental monitoring from navigation and hydrography buoys: an introduction to MOTUS. In: Proceedings of 2018 OCEANS — MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (OTO); 2018. p. 1–10. <https://doi.org/10.1109/OCEANSKOB.2018.8559239>
23. Zhou F, Zhang R, Zhang S. Measurement principle and technology of miniaturized strapdown inertial wave sensor. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:991996. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.991996>
24. InvenSense Inc. MPU-9250 product specification. Revision 1.1. San Jose: InvenSense Inc; 2016. Available from: www.invensense.com/wp-content/uploads/2015/02/PS-MPU-9250A-01-v1.1.pdf [accessed 28 March 2025].
25. Joosten H. Directional wave buoys and their elastic mooring. *International Ocean Systems*. 2006;10(4):18–21.
26. Bondur VG, Dulov VA, Murynin AB, Yurovsky YY. A study of sea-wave spectra in a wide wavelength range from satellite and in-situ data. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016;52(9):888–903. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090097>
27. Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, et al. Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*. 2003;16(4):571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)
28. Longuet-Higgins MS, Cartwright DE, Smith ND. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. In: Ocean wave spectra: proceedings of a conference. Englewood Cliffs: Prentice-Hall; 1961. P. 111–132.
29. Earle MD, Brown R, Baker DJ, McCall JC. Nondirectional and directional wave data analysis procedures. Stennis Space Center: NDBC; 1996. 43 p. (NDBC technical document 96–01). Available from: www.ndbc.noaa.gov/wavemeas.pdf [accessed 28 March 2025].
30. Young IR. The determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency. *Ocean Engineering*. 1995;22(7):669–686. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(95\)00002-3](https://doi.org/10.1016/0029-8018(95)00002-3)
31. Rossi GB, Nardone G, Settanta G, et al. Improvement in the post-processing of wave buoy data driven by the needs of a national coast and sea monitoring agency. *Sensors*. 2023;23(12):5371. <https://doi.org/10.3390/s23125371>
32. Yurovsky YY, Kudinov OB. Methods and errors of wave measurements using conventional inertial motion units. *Physical Oceanography*. 2025;32(1):63–83. Available from: <http://physical-oceanography.ru/static/assets/files/2025/01/20250105.pdf> [accessed 28 March 2025].
33. Pivaev P, Kudryavtsev V, Korinenko A, Malinovsky V. Field observations of breaking of dominant surface waves. *Remote Sensing*. 2021;13(16):3321. <https://doi.org/10.3390/rs13163321>

Об авторах

ЮРОВСКИЙ Юрий Юрьевич, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией МГИ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-9995-3965, WoS ResearcherID: F-8907–2014, Scopus AuthorID: 24377122700, SPIN-код (РИНЦ): 8482–5777, e-mail: y.yurovsky@mhi-ras.ru

КУДИНОВ Олег Борисович, научный сотрудник, заведующий лабораторией МГИ РАН, кандидат технических наук, IstinaResearcherID (IRID): 19314165, SPIN-код: 2248–7034, Scopus AuthorID: 57201072321, e-mail: obk91@mail.ru



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-10](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-10)

EDN WWSWZV

УДК 551.46.08

© В. М. Журбас, 2025

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36
*zhurbas@ocean.ru

Вадим Тимофеевич Пака и его изобретения

Статья поступила в редакцию 16.02.2025, после доработки 21.05.2025, принята в печать 04.07.2025

Аннотация

Дается обзор основных инноваций, которые были разработаны и внедрены в практику натурных гидрофизических измерений в океане Вадимом Тимофеевичем Пакой. Среди них термокоса, термотрал, слабо-привязной микроструктурный зонд «Баклан», ундулирующий буксируемый тонкоструктурный комплекс «Рыбка» с управлением ундуляцией с помощью высокоскоростной лебедки и измеритель скорости течения по углам наклона тела с положительной плавучестью, подвешенного в набегающем потоке (ТСМ). Особое внимание уделяется зонду «Баклан» и комплексу «Рыбка», так как именно они оказали наибольшее влияние на развитие современных методов натурных измерений в океане и имели наибольшее число последователей. Генеральной идеей зонда «Баклан» было квази-свободное погружение носителя датчиков турбулентности на гибком, ненагруженном, свободно стравливаемом кабеле с около-нейтральной плавучестью. Это позволило оперативно производить многократные измерения турбулентности в верхнем слое океана при низком уровне шумов, что было невозможным при использовании как обычных кабельных зондов, так и автономных свободно-падающих зондов. Представлена история развития идей В.Т. Паки, заложенных в основу «Баклана» и «Рыбки», и их реализации в «железе». Дается сравнение «Баклана» и «Рыбки» с существующими измерительными системами, такими как MSS Profiler и SeaSoar.

Ключевые слова: контактные гидрофизические измерения в океане, мелкомасштабная турбулентность, флуктуации скорости течения воды, тонкая термохалинная структура, автоколебания, термокоса, термотрал, слабо-привязной микроструктурный зонд «Баклан», ундулирующий буксируемый тонкоструктурный комплекс «Рыбка»

© V. M. Zhurbas*, 2025

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia
*zhurbas@ocean.ru

Vadim Paka and His Inventions

Received 16.02.2025, Revised 21.05.2025, Accepted 04.07.2025

Abstract

The article provides an overview of the main innovations that were developed and implemented in the practice of in situ hydrophysical measurements in the ocean by Vadim Timofeevich Paka. Among them are the thermochain, the thermotrawl, the loosely tethered microstructure probe “Baklan”, the undulating towed fine-structure system “Rybka” with undulation control by a high-speed winch, and the current velocity meter based on the inclination angles of a body with positive buoyancy suspended in the oncoming flow (Tilt Current Meter — TCM). Special attention is paid to the “Baklan” probe and the “Rybka” system, since they had the greatest influence on the development of modern methods of in situ measurements in the ocean and had the largest number of followers. The general idea of the “Baklan” probe was a quasi-free immersion of the carrier of turbulence sensors on a flexible, unloaded, free-falling cable with near-neutral buoyancy. This made it possible to quickly perform multiple measurements of turbulence in the upper layer of the ocean at a low level of noise, which was impossible when using both ordinary cable probes

Ссылка для цитирования: Журбас В.М. Вадим Тимофеевич Пака и его изобретения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 129–138. EDN WWSWZV. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-10](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-10)
For citation: Zhurbas V.M. Vadim Paka and His Inventions. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):129–138.
[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-10](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-10)

and autonomous free-falling probes. The article presents the history of the development of V.T. Paka's ideas, which formed the basis of "Baklan" and "Rybka", and their implementation in hardware. A comparison of "Baklan" and "Rybka" with existing measurement systems such as MSS Profiler and SeaSoar is given.

Keywords: *in situ* hydrophysical measurements in the ocean, small-scale turbulence, fluctuations in water flow velocity, fine thermohaline structure, self-oscillations, thermochain, thermotrawl, loosely tethered microstructure probe "Baklan", undulating towed fine-structure system "Rybka"

Вадим Тимофеевич Пака (1936–2024) на протяжении своей долгой научной карьеры всегда что-нибудь изобретал. Можно сказать, что изобретательство было формой его существования в науке. Методом проб и ошибок он придумывал и реализовывал настолько простые технические решения сложных проблем в области натурных измерений в океане, что его последователи вскоре забывали имя автора и считали эти изобретения чем-то само собой разумеющимся и очевидным или придуманным ими самими. Вадим Пака щедро и безвозмездно делился своими находками со всеми заинтересованными лицами — вопрос об авторских правах его занимал мало, и радовался тому, что исследователи применяют его методики на практике.

Первые разработки В.Т. Пакой аппаратуры для океанских измерений относятся к 1960-м — началу 1970-х гг. — в то время на слуху в океанологических кругах СССР была так называемая термокоса Паки, представляющая собой цепочку термисторов, вывешиваемых за борт научно-исследовательского судна (НИС) на кабеле, позволяющая подробно регистрировать двухмерную зависимость температуры морской воды от времени и глубины в заданных локациях и диапазоне глубины. Это открывало новые возможности экспериментального исследования внутренних волн в океане. Впоследствии термокоса была модифицирована в термотрал: цепочка термисторов крепилась на кабель-тросе с обтекателями и тяжелым телом-углубителем на нижнем конце. Термотрал буксировали на ходу НИС, что позволяло получать двухмерную зависимость (разрез) температуры от вертикальной координаты (глубины) и горизонтальной координаты (расстояния).

В последнее десятилетие (2015–2024) Вадим Тимофеевич увлекся разработкой дешевых и практичных автономных измерителей скорости течения в придонном слое моря и на мелководье путем регистрации углов наклона цилиндрического тела с положительной плавучестью в набегающем потоке (т. н. tilt current meter (TCM), см. рис. 1).

Не имея возможности даже упомянуть все разработанные Пакой приспособления для гидрофизических измерений в океане в рамках данной статьи, я решил сосредоточиться на двух разработках — микроструктурном зонде «Баклан» [1] и тонкоструктурном буксируемом ундулирующем комплексе «Рыбка»



Рис. 1. Фотография измерителя скорости течения ТСМ. Его форма образована цилиндрической перфорированной пластиковой трубой. Перфорация препятствует развитию автоколебаний тела в набегающем потоке. Внутри находится прибор, осуществляющий измерение и регистрацию углов наклона, и модули плавучести. Весь плавучий пакет прикреплен к свинцовой пластине куском цепи [4]. Оригинальным здесь является конкретное техническое решение, а сама физическая идея измерять скорость набегающего потока по наклонению подвешенного тела с положительной плавучестью была ранее реализована Виталием Шереметом в Институте океанографии в Вудс Холе

Fig. 1. A photograph of the TCM. Its shape is formed by a cylindrical perforated plastic pipe. The perforation prevents the development of self-oscillations of the body in the oncoming flow. Inside, in addition to the buoyancy modules, there is a device for measuring and recording tilt angles. The entire buoyant package is attached to a lead plate by a piece of chain [4]. What is original here is the specific technical solution, and the physical idea of measuring the velocity of the oncoming flow by the inclination of a suspended body with positive buoyancy was previously implemented by Vitaly Sheremet at the Woods Hole Oceanographic Institution

[2, 3], создание и усовершенствование которых происходило на моих глазах в морских экспедициях и в процессе многолетнего сотрудничества с В.Т. Пакой, начиная с 23 рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1980 г. По моему мнению, именно эти два изобретения В.Т. Паки оказали наибольшее влияние на развитие современных методов гидрофизических измерений в океане.

Микроструктурный зонд «Баклан»

В 1960-е гг. возник интерес к исследованию мелкомасштабной турбулентности в океане — флуктуациям скорости, температуры, солёности и других гидрофизических параметров в диапазонах частоты 1–100 Гц и длины от 1 мм до 10 м. Интерес был связан как с осознанием фундаментальной роли мелкомасштабной турбулентности в процессах перемешивания воды и теплообмена в океане, так и с прикладными задачами обнаружения подводных лодок. Субъективным драйвером развития исследований мелкомасштабной турбулентности в Институте океанологии им. П.П. Ширшова было назначение А.С. Монины, ученика первооткрывателя теории локально-изотропной турбулентности А.Н. Колмогорова и автора теории подобия для стратифицированного турбулентного пограничного слоя атмосферы, директором Института в 1965 г. Вскоре после назначения А.С. Монины были организованы Лаборатория океанологических приборов в Калининграде под руководством В.Т. Паки и Лаборатория морской турбулентности в Москве под руководством Р.В. Озмидова в 1967 г. и 1968 г. соответственно.

Одной из наибольших объективных сложностей измерения турбулентных флуктуаций скорости в океане является проблема обеспечения равномерности движения зонда-носителя датчика скорости: при буксировке или погружении на нагруженном кабель-тросе тело зонда подвержено высокочастотным колебаниям, вносящим шумы в измерения. Провести не зашумленные измерения флуктуаций скорости позволяет свободнопадающий зонд (не имеющий привязки к судну). Однако свободнопадающий зонд обладает существенным недостатком: на его всплытие на поверхность, обнаружение в открытом море, доставку на борт и подготовку к следующему погружению требуется продолжительное время, что делает многократное профилирование с целью получения двух- и трехмерных распределений характеристик турбулентности в океане практически невозможным.

Целью Вадима Паки было найти компромисс: «поженить» шумный привязной зонд, который можно быстро поднять на борт и подготовить к следующему погружению, с бесшумным свободнопадающим зондом, который нельзя быстро поднять на борт и подготовить к следующему погружению. Решением оказался слабо привязанный зонд, квази-свободно погружающийся на гибком, ненагруженном, свободно стравливаемом кабеле с около-нейтральной плавучестью.

Работы по созданию слабо-привязного микроструктурного зонда «Баклан», который был назван именем ныряющей за рыбой длинношей морской птицы, были начаты в 1980 г. в 23 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». За последующие 8 лет проб и ошибок слабо-привязной зонд «Баклан» превратился в полнофункциональный инструмент для измерений мелкомасштабной турбулентности в океане (см. рис. 2 с фотографией зонда на палубе в 13-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»).

В 1987 г. в 13 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» принимал участие Хартмут Прандке из Института океанографии в Варнемюнде (IOW), ГДР. Его интересовал советский опыт измерений мелкомасштабной турбулентности в океане, поскольку он сам недавно разработал квази-свободнопадающий зонд, который на самом деле скользил вниз по двум натянутым вертикальным нейлоновым нитям [5]. Совершенно очевидно, что скольжение по натянутым нитям, которые неизбежно испытывали автоколебания в набегающем потоке, делало зонд Прандке непригодным для измерений турбулентных флуктуаций скорости. Знакомство с работой зонда «Баклан» для Хартмута Прандке было сродни выигрышу джекпота в лотерею. После воссоединения Германии Хартмут Прандке основал собственную фирму ISW Wassermesstechnik, которая наводнила рынок слабо-привязными микроструктурными зондами MSS Profiler, построенными по принципу зонда «Баклан» (сравни рис. 2 и 3). Впоследствии Хартмут Прандке продал фирму Wassermesstechnik фирме Sea&Sun Technology, которая изготавливает и продает зонд MSS Profiler вплоть до настоящего времени (<https://www.sea-sun-tech.com/sea-sun-technology-buys-isw-wassermesstechnik-dr-hartmut-prandke/>). Все было бы ничего, только, к сожалению, в длинном списке персоналий, которым Хартмут Прандке выражает благодарность в отчете по разработке зонда MSS Profiler, имя Вадима Паки отсутствует (см. [6]).

На этом историю зонда «Баклан» можно было бы и закончить, но Вадим Пака перестал бы быть Вадимом Пакой, если бы остановился и не продолжил его совершенствовать. В 2008 г. ко мне обратился Берт Руделс из Финского метеорологического института в Хельсинки с просьбой предложить В.Т. Паке провести измерения мелкомасштабной турбулентности в шлейфе придонной арктической воды, переливающейся через Дат-

ский пролив, в рамках проекта EC THOR (Thermohaline Overturning — at Risk?). Проблема состояла в том, что как «Баклан», так и MSS Profiler были сконструированы для измерения турбулентности в приповерхностном слое моря толщиной 300–400 м, а тут требовалось провести измерения в придонном слое той же толщины при глубине моря около 2 км. Несмотря на то, что для выполнения таких измерений требовалась глубокая модернизация зонда «Баклан», Вадим Пака согласился и блестяще справился с поставленной задачей [7, 8].

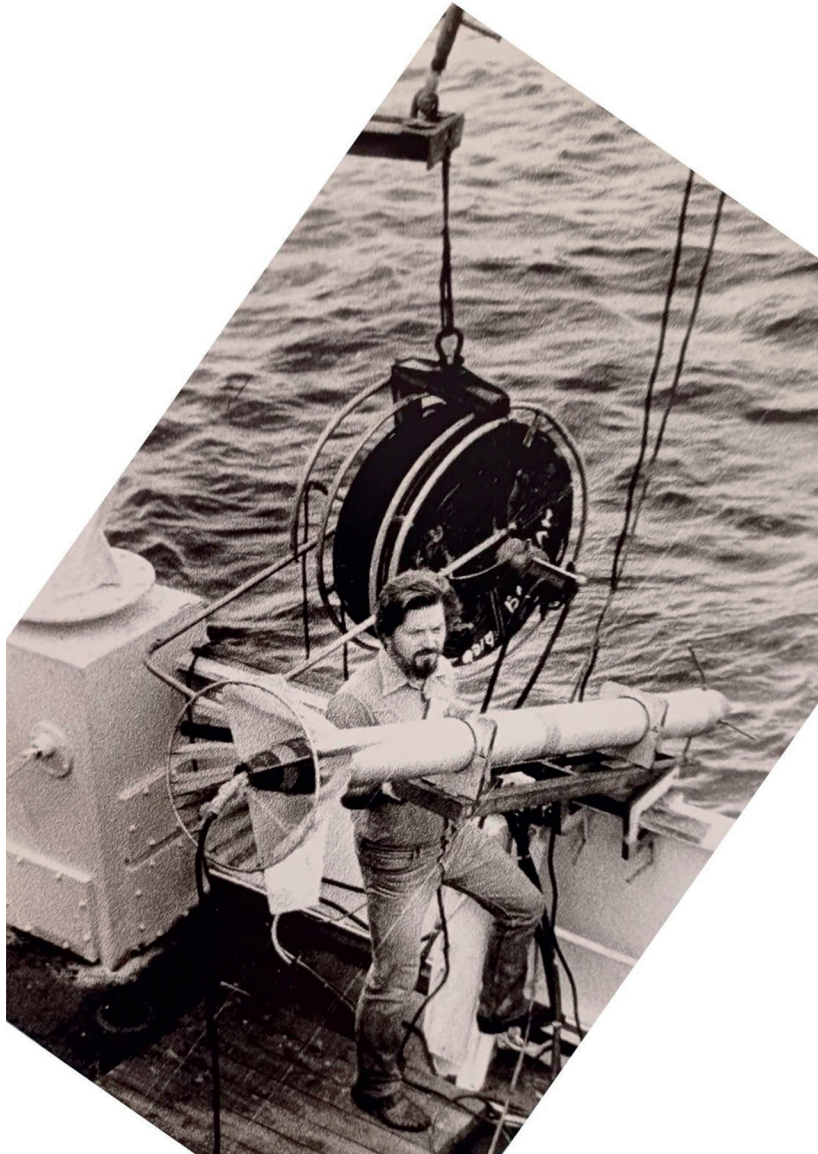


Рис. 2. Фотография слабо-привязного микроструктурного зонда «Баклан» (1987 г., 13 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»)¹

Fig. 2. Photograph of the loosely tethered microstructure probe «Baklan » (1987, 13th cruise of R/V «Akademik Mstislav Keldysh»)

Для использования квази-свободнопадающего зонда «Баклан» на любой глубине трос упаковывался в специальный магазин внутри зонда, а также частично наматывался на катушку, прикрепленную к носителю зонда. Всего можно было поместить только ограниченное количество троса (500 м капронового фала толщиной 4 мм). Поэтому для проведения измерений на больших глубинах необходимо доставлять зонд на стартовую глубину без использования троса. Лучшим носителем для «Баклана» было решено считать стандартную систему отбора проб воды Rosette в комплекте с CTD-LADCP, которая является основным

¹ Фото из личного архива Г.А. Бамбизова



Рис. 3. Фотография микроструктурного зонда MSS profiler Хартмута Прандке [6]. Сравните с рис. 2 и найдите хотя бы одно существенное различие

Fig. 3. Photograph of the MSS profiler by Hartmut Prandke [6]. Compare with Fig. 2 and find at least one significant difference

инструментом для гидрографических исследований. Объединение измерений микроструктуры с CTD и добавление измерений скорости течения LADCP обеспечивает микроструктурный анализ необходимыми фоновыми параметрами гравитационного течения и экономит дорогостоящее судовое время. На рис. 4 (вверху) показано фото измерительной системы, готовой к погружению. На рис. 4 (внизу) поясняется принцип пуска зонда «Баклан» на любой выбранной глубине [7].

Тонкоструктурный буксируемый ундулирующий комплекс «Рыбка»

Традиционный метод проведения контактных измерений вертикальных профилей температуры, солености и других гидрофизических параметров океана на дрейфовых станциях подразумевает переход судна в заданную точку, торможение судна до дрейфового состояния, выполнение измерений в дрейфе и разгон судна для перехода в следующую точку. В силу большой инерционности судна, время, затрачиваемое на его торможение и разгон, занимает значительную долю дорогого судового времени и значительно увеличивает расход топлива. Для ускорения процесса многократного измерения вертикальных профилей в близко расположенных точках разреза или площадной съемки с 1960-х гг. началось внедрение буксируемых носителей измерительных приборов, оснащенных крыльями и рулями высоты самолетного типа, позволяющими буксируемому носителю совершать волнообразные движения в верхних слоях океана за счет гидродинамической подъемной силы. Примерами таких буксируемых ундулирующих носителей является система SeaSoar производства Chelsea Instruments, Ltd. (<https://www.chelsea.co.uk/>) и буксируемый ундулирующий носитель CTD зонда NBIS Mark 3 конструкции Райво Портсмута из Эстонии.

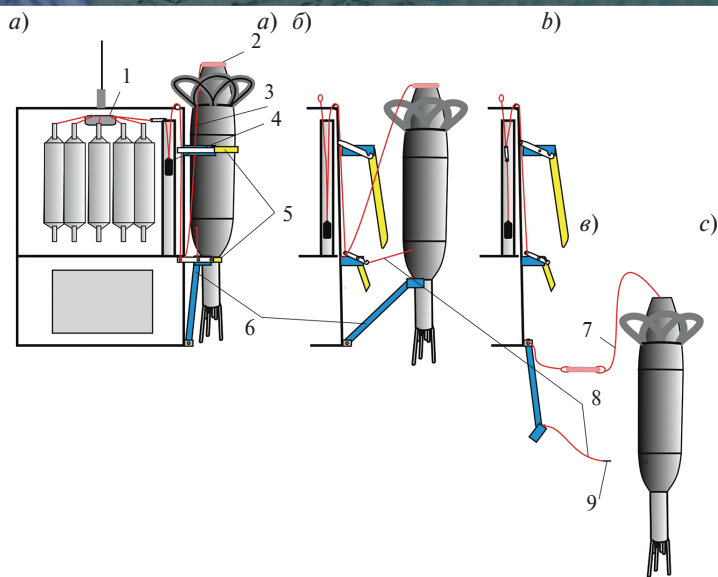
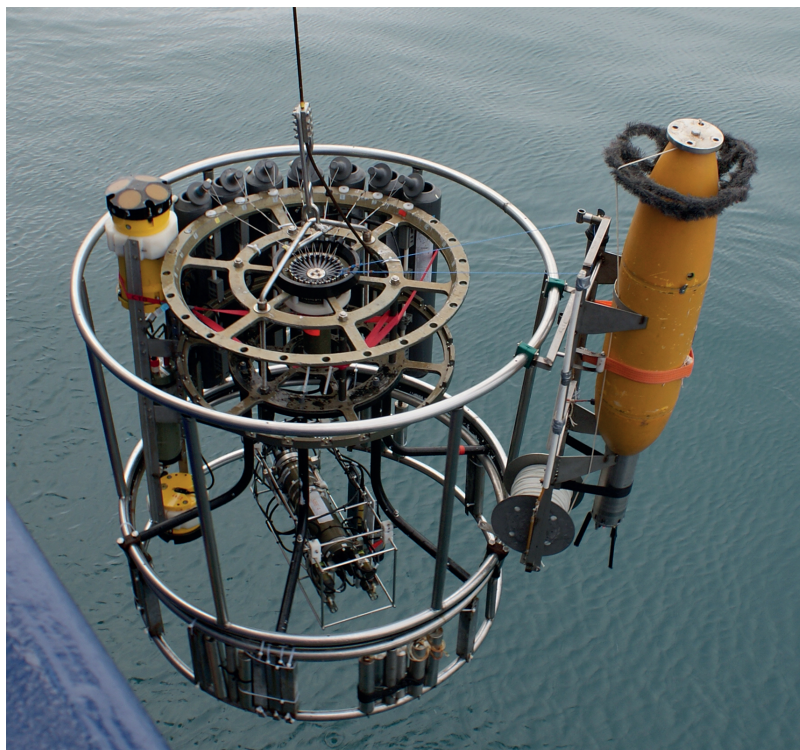


Рис. 4. (Вверху) Фотография погружаемого комплекса [7]. Зонд «Баклан» — светлый объект справа. Также показаны система сбора образцов воды Rosette, акустический доплеровский профилограф скорости RDI LADCP и термохалинный зонд SBE CTDO. (Внизу) Принцип освобождения зонда «Баклан» от стойки на выбранной глубине. 1 — узел спускового крючка на стойке Rosette, 2 — прикрепленный груз для ускорения зонда «Баклан» (необходим из-за малой отрицательной плавучести зонда), 3 — трос, крепящий ускоряющий груз к стойке, 4 —

спусковой крючок, 5 — ремни, удерживающие зонд на стойке перед освобождением, 6 — поворотная опора, которая предотвращает удар зонда о стойку при освобождении, 7 — основной трос (капроновый фал), 8 — шнур освобождения магнита, 9 — магнит, который включает запись зонда «Баклан». (А) показывает конфигурацию перед освобождением «Баклана», в этой конфигурации «Баклан» жестко закреплен на стойке двумя ремнями. (В) показывает начало освобождения, когда ремни расцепляются при сбросе груза и «Баклан» движется вниз и в сторону за счет совместного действия ускоряющегося груза и поворотной опоры. (С) показывает начало свободного падения, когда магнит вытягивается и начинается запись «Баклана»

Fig. 4. (Top) Photograph of the deployed system [7]. The «Baklan» probe is the light colored object on the right. Also shown are the Rosette water samples, the RDI LADCP, and the SBE CTDO. (Bottom) Principle of releasing the «Baklan» probe from the rack at a chosen depth. 1 — the trigger assembly on the Rosette rack, 2 — attached load for accelerating the «Baklan» probe (needed due to the small negative buoyancy of the probe), 3 — rope fastening the acceleration load to the rack, 4 — trigger, 5 — belts holding the probe to the rack before release, 6 — turning support which prevents the probe from hitting the rack when released, 7 — the main tether, 8 — release cord for the magnet, 9 — magnet, which switches the «Baklan» recording on. (A) shows the configuration before releasing the «Baklan»; in this configuration the «Baklan» is tightly fastened to the rack by two belts. (B) shows the beginning of the release as belts are unlocked by dropping a load and the «Baklan» moves down and aside due to the joint action of the accelerating load and the turning support. (C) shows the beginning of the free fall as the magnet is pulled out and the «Baklan» recording starts.

Цели В.Т. Паки состояли в том, чтобы максимально упростить конструкцию и удешевить буксируемый ундулирующий носитель и сделать его пригодным для работы в придонном слое на очень близком расстоянии (до 1 м) над наклонным дном без риска потерять установленную на носителе дорогую аппаратуру из-за соударения с дном. Для достижения первой цели было предложено управлять ундуляцией буксируемого носителя высокоскоростной лебедкой путем попеременного вытравливания и выбирания троса. Технические решения для достижения второй цели иллюстрируются на рис. 5 и 6.

Тяжелая цепь, привязанная слабой веревкой к нижнему концу буксируемого комплекса (рис. 5), обеспечивает сохранность дорогостоящей аппаратуры в силу следующих трех эффектов. Во-первых, при достижении дна происходит увеличение силы сопротивления из-за трения нижней части цепи о дно, что приподнимает находящийся над цепью зонд. Во-вторых, когда нижняя часть цепи ложится на грунт, то вес оставшейся над дном буксирной линии соответственно уменьшается, что приводит к уменьшению скорости погружения зонда или даже к прекращению погружения. В-третьих, если цепь зацепится за некий лежащий на грунте объект, то слабая веревка, на которой привязана цепь, разорвется — цепь будет утеряна, а зонд всплывет.

В 1993 г. в 29-м рейсе НИС «Профессор Штокман» Вадимом Пакой была выполнена обширная программа учашенного CTD профилирования в Балтийском море с помощью зонда «Рыбка» [2, 3]. В рейсе принимал участие Вальдемар Валчовски (Waldemar Walczowski) из Института океанологии Польской Академии Наук в Сопоте. Вадим Пака познакомил его с конструкцией зонда «Рыбка» в варианте, показанном на Рис. 5, и раскрыл все секреты-премудрости его изготовления и эксплуатации в морских условиях. Впоследствии буксируемый ундулирующий носитель для CTD зонда, аналогичный показанному на рис. 5, стал штатным измерительным прибором на польском парусном НИС «Океания».

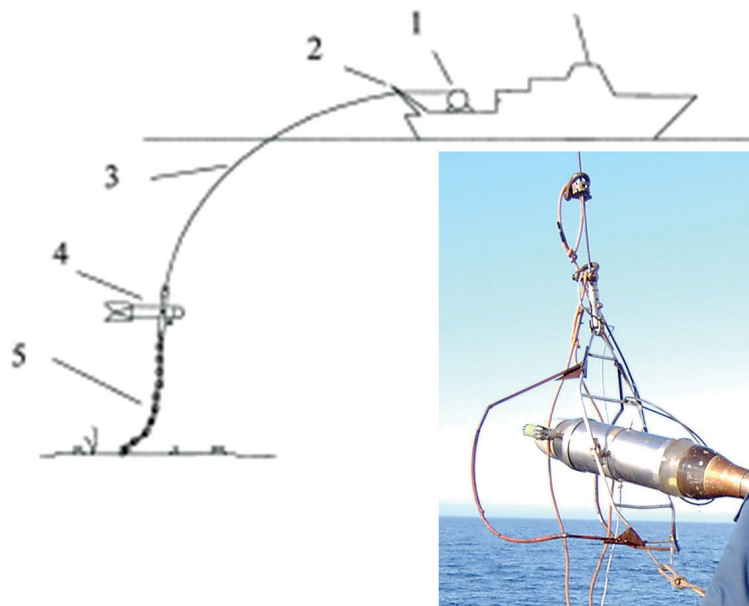


Рис. 5. Схема и фотография тонкоструктурного буксируемого ундулирующего комплекса «Рыбка» [2, 3]. 1 — высокоскоростная лебедка, 2 — П-рама с канифас-блоком, отводящая кабель от борта судна, 3 — армированный кабель-трос, 4 — CTD зонд NBIS Mark 3, помещенный в цилиндрическую оболочку с хвостовым оперением, которая крепится на вертлюжной подвеске к металлической рамке на конце кабель-троса, 5 — цепь длиной 1,5–2 м, утяжеляющая подводный аппарат и предотвращающая соприкосновение зонда с грунтом, привязанная к нижнему концу металлической рамки некрепкой веревкой

Fig. 5. Schematic and photograph of the fine-structure towed undulating complex «Rybka» [2, 3]. 1 — high-speed winch, 2 — U-frame with a canifas block, diverting the cable from the side of the vessel, 3 — reinforced cable-rope, 4 — CTD probe NBIS Mark 3, placed in a cylindrical shell with a tail, which is attached to a metal frame at the end of the cable-rope by swivels, 5 — a chain 1.5–2 m long, which weighs down the underwater vehicle and prevents the probe from coming into contact with the ground. The chain is tied to the lower end of the metal frame with a weak rope

Также как в случае микроструктурного зонда «Баклан», Вадим Пака перестал бы быть Вадимом Пакой, если бы остановился на зонде «Рыбка» и не продолжил совершенствовать устройства для тонкоструктурного профилирования с высоким пространственным разрешением [4] (рис. 6). По новому способу профилирования с движущегося судна на скорости 4–6 узлов, зонд с фалом, свободно намотанным на палубе, выпускался с кормы и начинал вертикально опускаться вниз, не воспринимая движения судна. В момент прекращения свободного падения фал натягивался, и зонд быстро поднимался на поверхность. В этом положении начинался возврат зонда на палубу. Для возврата использовался механизм, представляющий собой модифицированный вариант ярусных тягачей, предназначенных для рыбного промысла. Он сматывает фал на палубе вместо наматывания на лебедку, и за счет этого позволяет без задержки на предварительную подготовку повторять очередное зондирование. Для работы в этом режиме зонд помещают между грузом массой около 5 кг и поплавком с подъемной силой около 2 кг, при этом фал закрепляют между грузом и зондом, как показано на рис. 6. Груз подбирается таким образом, чтобы установившаяся скорость падения составляла 1 м/с. При достижении дна зонд, удерживаемый поплавком на заданном небольшом расстоянии от дна (40 см), на короткое время останавливается в вертикальном положении с датчиками, направленными вниз (рис. 6, а). В момент прекращения выпуска фал закрепляется на палубе, забортная часть натягивается, а бортовая часть вставляется в тягач. Затем осуществляется подъем, заканчивающийся при подходе зонда к корме. Конфигурация груза, зонда и поплавок при подъеме показана на рис. 6, б. Только когда груз отрывается от грунта и зонд находится на безопасном расстоянии, он совершает горизонтальное перемещение. Потеря зонда при таком способе возможна только из-за обрыва фала, который нагружен не более чем на 10 % от допустимого натяжения.

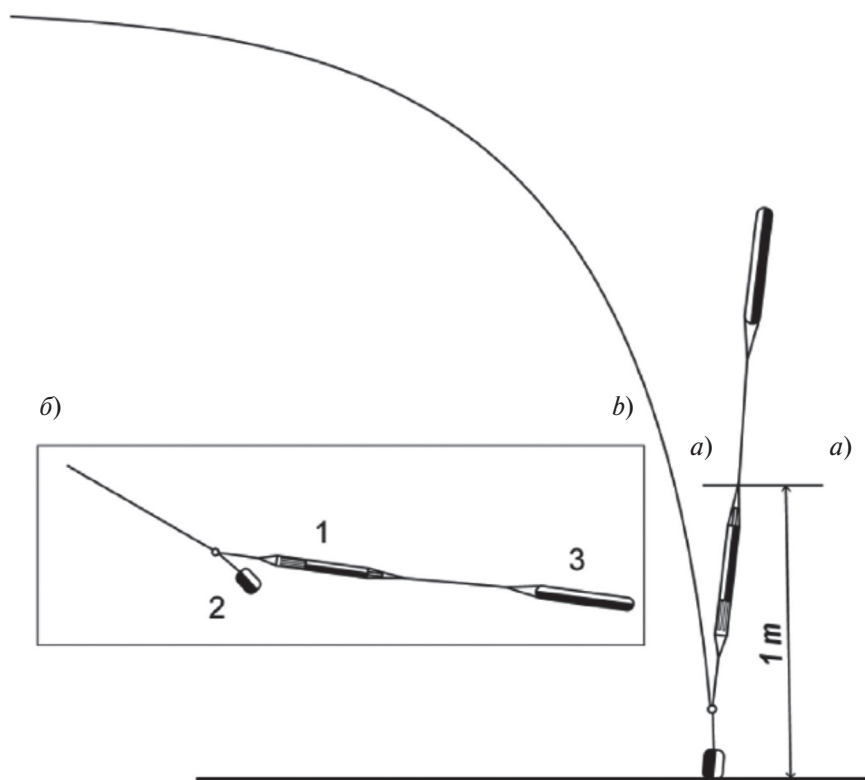


Рис. 6. Усовершенствованное устройство для тонкоструктурного профилирования с высоким пространственным разрешением, состоящее из (1) зонда CTD-48Mc (Sea&Sun Technology), (2) груза и (3) поплавок, соединенных кусками фала: а — конфигурация в момент достижения зондом дна моря, б — конфигурация при подъеме [4]

Fig. 6. An improved arrangement for the closely spaced fine-structure profiling, consisting of (1) CTD48Mc (Sea&Sun Technology), (2) load and (3) float, linked by pieces of rope. а — Configuration when the CTD probe reaches the bottom, б — configuration during recovery [4]

Вадим Пака был талантливым изобретателем и открытым, увлекающимся, оптимистичным человеком с легким характером и тонким чувством юмора. Было бы символично завершить статью фотографией, на которой он летит на кран-балке над палубой на фоне синего неба (рис. 7).



Рис. 7. Вадим Пака на фоне синего неба²

Fig. 7. Vadim Paka against the blue sky

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема FMWE-2024-0015).

Funding

The work was carried out as part of the state assignment of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (topic FMWE-2024-0015).

Литература

1. Paka V., Nabatov V., Lozovatsky I., Dillon T. Oceanic microstructure measurements by BAKLAN and GRIF // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1999. Vol. 16. P. 1519–1532. EDN LFIEPV. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<1519:OMMBBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<1519:OMMBBA>2.0.CO;2)
2. Пака В.Т. Термохалинная структура воды на поперечных разрезах в Слупском желобе Балтийского моря весной 1993 г. // Океанология. 1996. Т. 36, № 2. С. 188–198.
3. Zhurbas V.M., Paka V.T. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? // Journal of Marine Systems. 1999. Vol. 21. P. 229–241. EDN LFSRWV. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
4. Paka V.T., Zhurbas V.M., Golenko M.N. et al. Innovative Closely Spaced Profiling and Current Velocity Measurements in the Southern Baltic Sea in 2016–2018 With Special Reference to the Bottom Layer // Frontiers Earth Sciences. 2019. Vol. 7, N 111. EDN OMLAOA. <http://doi.org/10.3389/feart.2019.00111>
5. Prandke H., Stips A. Free sinking probe for horizontal coherence investigation of microstructure // Beiträge zur Meereskunde. 1985. Vol. 53. P. 69–70.

² Источник: Сайт Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. URL: <https://ocean.ru/index.php/novosti-left/nashi-poteri/item/3333-ushel-iz-zhizni-vadim-timofeevich-paka> (дата обращения: 17.05.2025)

6. Prandke H., Holtsch K., Stips A. MITEC technology development: The microstructure/turbulence measuring system MSS // European Communities, JRC, Space Applications Institute, Technical Report. 2000. URL: https://www.researchgate.net/publication/357913165_MITEC_technology_development_The_microstructure_turbulence_measuring_system_MSS
7. Paka V., Zhurbas V., Rudels B. et al. Microstructure measurements and estimates of entrainment in the Denmark Strait overflow plum // *Ocean Science*. 2013. Vol. 9. P. 1003–1014. EDN QPIKCA. <http://doi.org/10.5194/os-9-1003-2013>
8. Пака В.Т., Руделс Б., Квадфайзел Д., Журбас В.М. Измерения турбулентности в зоне сильных придонных течений в Датском проливе // Доклады академии наук. 2010. Vol. 432, N 1. P. 110–114. EDN LTWZRZ.

References

1. Paka V, Nabatov V, Lozovatsky I, Dillon T. Oceanic microstructure measurements by BAKLAN and GRIF. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 1999;16:1519–1532. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<1519:OMMBBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<1519:OMMBBA>2.0.CO;2)
2. Paka VT. Thermohaline structure of the water on cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring of 1993. *Oceanology*. 1996;36(2):188–198.
3. Zhurbas VM, Paka VT. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*. 1999;21:229–241. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
4. Paka VT, Zhurbas VM, Golenko MN, et al. Innovative Closely Spaced Profiling and Current Velocity Measurements in the Southern Baltic Sea in 2016–2018 With Special Reference to the Bottom Layer. *Frontiers Earth Sciences*. 2019;7:111. <http://doi.org/10.3389/feart.2019.00111>
5. Prandke H, Stips A. Free sinking probe for horizontal coherence investigation of microstructure. *Beiträge zur Meereskunde*. 1985;53:69–70.
6. Prandke H, Holtsch K, Stips A. MITEC technology development: The microstructure/turbulence measuring system MSS. European Communities, JRC, Space Applications Institute, Technical Report. 2000. URL: https://www.researchgate.net/publication/357913165_MITEC_technology_development_The_microstructure_turbulence_measuring_system_MSS
7. Paka V, Zhurbas V, Rudels B, et al. Microstructure measurements and estimates of entrainment in the Denmark Strait overflow plum. *Ocean Science*. 2013;9:1003–1014. <http://doi.org/10.5194/os-9-1003-2013>
8. Paka VT, Rudels B, Quadfasel D, Zhurbas VM. Measurements of Turbulence in the Zone of Strong Bottom Currents in the Strait of Denmark. *Doklady Earth Sciences*. 2010;432(1):613–617. <https://doi.org/10.1134/S10283334X10050144>

Об авторе

ЖУРБАС Виктор Михайлович, главный научный сотрудник, заведующий лабораторией морской турбулентности ИО РАН, доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0001-9013-3234, Scopus AuthorID: 6603968937, WoS ResearcherID: A-7341–2009, SPIN-код (РИНЦ): 8646-7272, e-mail: victor.zhurbas@mail.ru

В память о выдающемся ученом и большом Человеке — Вадиме Тимофеевиче Паке (1936–2024)

Доктор физико-математических наук, профессор Вадим Тимофеевич Пака¹ был легендарной личностью. После окончания Физического факультета МГУ в 1959 г. он пришел в Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова в Калининграде, где проработал более 66 лет, из них 30 лет в качестве директора. В.Т. Пака был пионером в развитии новых методов натурных гидрофизических измерений в океане и создании новых океанологических приборов. Преданный высоким научным идеалам, он щедро и бескорыстно делился своими находками с коллегами. Многие из идей В.Т. Паки были реализованы в железе и прочно вошли в практику экспедиционных работ в ведущих океанологических центрах мира. Автор более двухсот научных работ и двенадцати изобретений, участник крупных международных конференций и более пятидесяти океанологических экспедиций, многие из которых он возглавлял.

Важнейшим направлением его деятельности были исследования экологических последствий захоронений химического оружия на дне Балтийского моря. Большое внимание Вадим Тимофеевич уделял работам с Военно-Морским Флотом. Технические устройства и результаты гидрофизических исследований нашли внедрение при гидрологическом обеспечении действий военно-морских сил.

Вадим Тимофеевич — соруководитель ряда международных научных проектов, профессор Балтийского федерального университета им. И. Канта, обладатель почетных званий «Заслуженный деятель науки Российской Федерации» и «Почетный работник науки и высоких технологий Российской Федерации», кавалер ордена «За заслуги перед Калининградской областью» — трудно перечислить все его профессиональные достижения, заслуги и награды.

Собранные ниже воспоминания коллег раскрывают уровень профессионализма и черты характера Вадима Тимофеевича.

Из воспоминаний д. ф.-м. н. Андрея Георгиевича Зацепина, зав. Лабораторией экспериментальной физики океана ИО РАН

«Вадим Тимофеевич Пака обладал чрезвычайно изобретательной и деятельной натурой. Смыслом его жизни была экспериментальная океанология, в основном — гидрофизика, но не только. По своему творческому потенциалу, оригинальности подхода к решению задач он не имел равных. Если бы творческий потенциал в инженерно-физической океанологии можно было бы измерять, то была бы уместной единица измерения — один Пак. У подавляющего большинства специалистов в данной области этот потенциал измерялся бы в небольших долях Пак: в сотых, в лучшем случае, в десятых.

Поделюсь одним из примеров оригинального и мгновенного решения им, казалось бы, чужой экспериментальной задачи. В 27-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (лето-осень 1978 г.) по советско-американской программе ПОЛИМОДЕ К.Н. Федоров, начальник рейса, занимался измерением тонкой термической структуры приповерхностного слоя океана. Для этого он использовал всплывающий зонд Вершинского-Соловьева². Этот зонд представлял собой герметичный цилиндр с конусом наверху, в самой вершине которого находился миниатюрный термодатчик, его постоянная времени составляла 0,1 с. Сигнал с датчика по тонкому кабелю поступал в лабораторию на борт судна и записывался на самописец. Зонд



¹ На фото: В.Т. Пака. Источник: Сайт Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. URL: <https://ocean.ru/index.php/novosti-left/nashi-poteri/item/3333-ushel-iz-zhizni-vadim-timofeevich-paka> (дата обращения: 17.05.2025)

² Вершинский Н. В., Соловьев А. В. Зонд для исследования поверхностного слоя океана // Океанология. 1977. Т. 17, № 2. С. 358–363.

обладал положительной плавучестью. Для его погружения на определенную глубину (около 10 м) на металлический стержень внизу зонда надевался тяжелый груз с электромагнитом, который держался на стержне, пока на него подавалось электрическое напряжение по отдельному толстому и прочному кабелю. После заглубления зонда электромагнит отключался, падал вниз и повисал на кабеле, а зонд квазиравномерно всплывал к поверхности со скоростью около 0,5 м/с. В процессе его всплытия на самописец записывался профиль температуры с вертикальным разрешением порядка пяти сантиметров. В погоду, близкую к штитовой, всплывающий зонд регистрировал неоднородности распределения температуры в нескольких верхних метрах океана, которые ко второй половине дня достигали по амплитуде 3 °С. На тему температурных неоднородностей приповерхностного слоя океана, исследованных в том числе с помощью всплывающего зонда, К.Н. Федоровым с сотрудниками А.И. Гинзбург и А.Г. Зацепиным было написано и опубликовано несколько научных статей и раздел в монографии³.

Вадим Тимофеевич, ознакомившись с особенностями измерения профиля температуры с помощью всплывающего зонда, решил сделать свой зонд для проведения подобных измерений. Его зонд представлял собой деревянную палку с грузом в нижней части, придававшим конструкции слегка отрицательную плавучесть, и пластиковую емкость в виде открытой бутылки, закрепленной горлышком вверх вблизи верхнего конца палки, выше которой располагался уже описанный выше термодатчик, а также датчик гидростатического давления, позволявший довольно точно определять вертикальную координату датчика температуры. Сигнальный кабель датчиков подвязывался к длинному фалу, один конец которого был прочно прикреплен к хвостовой части палки, а другой подвязывался к палубному кнехту. При этом на палубе находился значительный запас веревки с кабелем. Конец кабеля с разъемом заводился в лабораторию и подключался к двухканальному самописцу. Первоначально часть фала с подвязанным к нему кабелем наматывалась на нижнюю часть палки. Затем, сильным движением палка выбрасывалась за борт на расстояние 10–20 м, фал с кабелем при этом разматывались. Первые несколько секунд верхний ее конец находился на поверхности за счет положительной плавучести заполненной воздухом емкости. Затем емкость заполнялась водой, плавучесть становилась отрицательной, и палка-зонд тонула, производя измерение профиля температуры. Свободная часть фала с кабелем при этом стравливалась с палубы в воду, чтобы не создавалось натяжения фала и соблюдалось условие свободного погружения зонда. Когда зонд достигал определенной глубины, его вытягивали на палубу за подвязанный к кнехту фал. Затем вышеописанная процедура зондирования могла повторяться снова и снова с периодичностью в несколько минут.

Вадим Тимофеевич назвал свою тонущую палку-зонд Бумерангом. Результаты работы с зондом «Бумеранг» были описаны в рейсовом отчете. Не помню, чтобы они были опубликованы в научном журнале. Убедившись в работоспособности Бумеранга, Пака быстро потерял к нему интерес. К тому же, у него были свои плановые экспериментальные исследования, весьма трудоемкие, связанные с измерениями океанской турбулентности. Отмечу, что в отличие от всплывающего зонда, работа с которым могла проводиться только с дрейфующего, или заякоренного судна, зондом «Бумеранг» можно было измерять профили температуры на его ходу. Вдобавок, благодаря датчику давления, не было важным условие постоянства скорости вертикального перемещения зонда при проведении измерений. Словом, это была весьма полезная разработка, не нашедшая, к сожалению, широкого применения, как и многие другие изобретения Вадима Тимофеевича, сделанные им «по ходу дела», в порядке факультатива...».

Вадим Тимофеевич внес огромный вклад в создание Музея Мирового океана, который сейчас является одной из главных туристических достопримечательностей Калининграда.

Из воспоминаний президента Музея Мирового океана в Калининграде Светланы Геннадиевны Сивковой, по мотивам интервью⁴

«Мы начинали работать, когда я была молодым научным сотрудником историко-художественного музея. Он (Вадим Тимофеевич — *прим. ред.*) занимался исследованиями океана. Все вопросы, связанные с «Витязем», его постановкой в док, передачей музею, были связаны с Вадимом Пакой. ... Прекрасный учёный, физик, экспериментатор, при этом творческая личность с великолепным образованием. Он занимался серьёзной наукой, был конструктором, изобретателем приборов и оборудования. ... Всегда его дея-

³ Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.

⁴ Интервью «Такие люди двигают миром»: Светлана Сивкова рассказала о погибшем в пожаре учёном-океанологе. URL: <https://klops.ru/kaliningrad/2024-12-24/311634-takie-lyudi-dvigayut-mirom-svetlana-sivkova-rasskazala-o-pogibshem-v-pozhare-uchyonom-oceanologe> (дата обращения: 17.05.2025)

тельность была связана и с музеем: член учёного Совета, консультировал, как жить и развиваться музею, куда стремиться, как делать «Планету океан». Всегда имел своё мнение, оригинальное, а иногда и сногшибательное! Действительно, он не был учёный червь, а мощная фигура с новыми идеями! Иногда мы даже смеялись: что-то казалось абсурдным, но всё равно это было ярко и живо...

Человек безграничной щедрости, В.Т. Пака подарил Музею Мирового океана 238 интересных предметов и редких экспонатов!!! Например, африканские маски, привезённые из океанских рейсов научно-исследовательских судов. Именно они и стали началом известной коллекции. Пака всегда приходил в музей с подарками и очень тепло относился к его сотрудникам.

Хорошо помню, как в 2000 году мы открывали Янтарную каюту, и я ему рассказала фантазийную историю. Якобы натуралист отправился в путешествие в поисках янтаря. И куда бы ни приводил его корабль, он везде находил янтарь. Вадим Тимофеевич так внимательно слушал и говорит: «Слушай, надо же найти этот корабль, на котором он ходил!» А когда я созналась, что это моя придумка, мистификация, он так поразился, что помчался домой на машине и вернулся с огромным африканским тамтамом, который подарил музею. Он так благодарил за эту шутку, в которую поверил.

Вадим Тимофеевич ездил с собакой на охоту, а когда пришлось отказаться от увлечения, передал нам ружьё. Другие держатся за своё до последнего, а он всё время хотел поделиться, что-то отдать: идеи, предметы. Вот такой был щедрый человек.

Он был героем, был мужественным, стойко переносил проблемы. Никогда не ныл, наоборот, придумывал, подкидывал идеи, советовал, предлагал. Вроде в возрасте и при этом — без возраста. Разговариваешь с ним по телефону и понимаешь: с тобой говорит молодой человек. Иногда 20-летний человек ведёт себя, как пенсионер. А Вадим Тимофеевич горел, всё время что-то делал. Вот таких бы побольше: такие люди двигают миром, создают что-то важное!»

Из воспоминаний к. б. н. Елены Евгеньевны Ежовой, зав. Лабораторией морской экологии АО ИО РАН

«Вадим Тимофеевич Пака — удивительный человек, присущее ему сочетание профессиональных и личностных качеств редко встретишь. Выдающийся ученый-гидрофизик, он был одновременно и теоретиком и практиком, изучая фундаментальные вопросы физики моря и создавая новые методы измерения, приборы и приборные комплексы, но никак не «кабинетным» ученым — экспедиции, натурный эксперимент, увлекали его невероятно, до последнего года своей жизни он свои идеи проверял в море. При этом без малого 30 лет Вадим Тимофеевич возглавлял Институт (имеется в виду Атлантическое отделение ИО РАН). Яркий, сильный, а порой и жесткий лидер, он, однако, не сосредоточивал усилия и ресурсы лишь на собственных научных интересах, а с удивительным вниманием относился к новым для Института росткам научных направлений, терпеливо пестовал их, давая кадровый ресурс, оперативный простор и свободу научного творчества. Так были созданы три совершенно новых для АО ИОРАН лаборатории — прибрежных систем, геоэкологии и морской экологии.

Создание лаборатории морской экологии было очень смелым решением Вадима Тимофеевича и, наоборот, несло определенные риски — в Атлантическом отделении Института никогда не было биологического подразделения, биоокеанологической тематики, да и собственно биологов до моего прихода в Институт тоже не было. Меня временно пригласили в АО ИО РАН для участия в российско-польско-датском проекте, где требовался гидробиолог со знанием английского языка. Немного понаблюдав и оценив мои первые проектные отчеты, директор сам подошёл ко мне, молодому ученому, с идеями, да, но совсем без научно-организационного опыта: «А Вы не хотите развивать биологию в Институте, биологическое направление?». «Хочу. Но ведь тут нет ни одного биолога!». Вадим Тимофеевич заметил с улыбкой: «Одного я уже вижу перед собой. А Вы начните, а Вы не бойтесь. Обдумайте, что актуально в морской биологии для нашего отделения? Где может лежать наша, специфическая дорога? Найдите белые пятна и передний край, выберите тематическую направленность, составьте планы — тематический, организационный. Покажете мне, я посмотрю. Дорогу осилит идущий, мне кажется, потенциал есть». Вот так он умел — увидеть потенциал в человеке, направить его в нужную сторону, благодаря своей энциклопедической образованности и широкой эрудиции оценить состоятельность и содержательность проекта даже не в своей предметной области, и дать поддержку, если поймет, что смысл имеется.

Лаборатория состоялась. От первых биопроб в городской реке пройден большой путь — состоялись и защитились специалисты, подрастает научная молодежь, написаны многие и многие публикации, в лаборатории работает 15 человек. Морская биология стала неотъемлемой частью научной тематики Атлантического отделения. И роль В.Т. Паки в этом переоценить невозможно. Тридцать лет как один день,

исследуя гидрофизические процессы, не забывал он «держать руку на пульсе» лаборатории морской экологии, и незадолго до своего трагического ухода сказал: «Ведь это, пожалуй, лучшее мое детище». Преувеличил, конечно, но проект этот и правда получился.

Я счастлива, что довелось работать с Вадимом Тимофеевичем — человеком невероятно творческим, увлеченным, талантливым, великолепно образованным, интеллигентным и благородным в высшем смысле слова, фанатично преданным науке и душевно щедрым, без зависти к чужим открытиям и идеям, легко раздаривающим свои... Я преклоняюсь перед ним. Это был большой человек — и в человеческом смысле, и в научном».

И еще раз о щедрости и преданности делу (из воспоминаний проф. Виктора Михайловича Журбаса, зав. Лабораторией морской турбулентности ИО РАН)

«В 2005—2009 гг. мы принимали участие в проекте MERCW⁵, целью которого была оценка состояния захоронений химоружия на дне Балтийского моря и связанных с ними рисков. Проект финансировался Евросоюзом, и Вадим Тимофеевич был соруководителем проекта от России. Когда проект был успешно завершен, оказалось, что не все деньги, выделенные Евросоюзом на проект, были потрачены, и в АО пришел последний транш в размере нескольких десятков тысяч евро (точную сумму не помню). У Вадима Тимофеевича, который к тому времени уже перестал быть директором, не было сомнений, куда «пристроить» эти деньги. Он купил маломерное плавсредство — рыбопромысловый катер—тунцелов, назвал его «Норд» и поставил на баланс Института. Институт использовал подаренный Пакой катер «Норд» для прибрежных морских экспедиций на протяжении около 10-ти лет, пока тот окончательно не вышел из строя».

Из воспоминаний к.ф.-м.н. Валерия Николаевича Набатова, ученика и сотрудника В.Т. Паки

«После окончания в 1972 году группы физики моря в МФТИ я был предварительно распределен на работу в один из почтовых ящиков. Но тут в Москву из Калининграда приехал молодой Пака. Меня с ним познакомили, и я получил путевку в АО ИО АН. Я был просто восхищен и очарован его увлеченностью, его романтическим энтузиазмом в развитии экспериментальной гидрофизики океана. В Калининграде у меня не было ни родных, ни знакомых. Но был Пака. Я получил интересные задачи по разработке и внедрению методов и приборов для исследования турбулентности в океане. Вместе с ним и другими коллегами обсуждали, считали, делали лабораторные и натурные эксперименты. Было много рейсов, больших и маленьких, где испытывалось много изобретений Паки, включая Термотрал, Гидротрал, зонды «Баклан» и «Рыбка». Писались совместные статьи. Под руководством Паки защитил кандидатскую диссертацию. Он был не только руководителем, но и хорошим другом. Помогал мне в решении разных житейских проблем.

Любую научную задачу Пака рассматривал с точки зрения того, как провести измерения для получения экспериментальных данных. Благодаря своему таланту изобретателя, он ухитрялся получать уникальные натурные данные путем применения относительно простых и недорогих средств. В шутку это называлось «с помощью палки и веревки». В больших рейсах команда Паки включала в себя широкий набор специалистов: слесари, токари, электронщики, программисты, лаборанты и научные сотрудники. Разработка и создание новых средств измерений проводились прямо на борту судна. В то время, когда экспедиция отдыхала при переходе от одного полигона к следующему, «у Паки монтажи идут и пайки». Примерно таким образом и был создан зонд «Баклан» для исследования мелкомасштабной турбулентности.

Изобретательность Паки проявлялась и при проведении заборных работ. Его умению находить правильные решения для такелажных работ в штормовых условиях удивлялись даже бывалые матросы и боцманы судовых экипажей.

После долгого перерыва (1995—2017 гг.), я снова вернулся в АО ИО РАН к Паке и увидел в нем все тот же неугасимый энтузиазм в развитии экспериментальной океанологии. Его интересы стали шире и касались отдельных разработок в области гидрологии, геологии, метеорологии и других областей. Я горжусь тем, что принял участие в разработке ИСПТ (инклинометрического измерителя скорости придонных течений). Группе Паки удалось существенно улучшить западный вариант измерителя и расширить области его применения. Самым последним изобретением Паки был метод мониторинга скорости приводного слоя и приповерхностного течения в море с помощью дрейфтеров, снабженных GPS трекерами. Первые эксперименты показали дееспособность и перспективность данного метода. Направлена заявка на изобретение. Закончить внедрение не получилось. Очень жаль.

⁵ Modelling of Ecological Risks Related to Sea-Dumped Chemical Weapons

Пака был яркой и талантливой личностью с разносторонними интересами. Его мозг не прекращал мыслительной деятельности до самых последних дней. Пака все время был наполнен планами и идеями, которые иногда приводили к конфликтам с теми людьми, которые его не понимали. Он был неудобен для них. Но удобные люди никогда не бывают талантливы. Мы потеряли Человека и Ученого».

Из воспоминаний д. ф.-м. н. Евгения Георгиевича Морозова, зав. Лабораторией гидрологических процессов ИО РАН

«Я познакомился с В.Т. Пакой в 1976 году в 26-м рейсе НИС «Академик Курчатов». Часть рейса проходила в Красном море, и мы работали в термальных впадинах Дискавери и Атлантис II. Температура во впадинах — около 60 °С, а соленость — 350 ‰. Слой разделения обычных и гидротермальных вод был на глубине 2000 м. Работы были, в основном, геологические для изучения рудоносных осадков. Для измерений таких температур у физиков не было аппаратуры. Однако В.А. Бубнов использовал ртутные термоглубомеры для измерения температуры.

В.Т. Пака проявил инициативу и быстро в рейсовых условиях перестроил имевшийся у него термосонд собственного производства так, чтобы можно было провести зондирования в таких экстремальных температурах. Кабеля-троса на лебедке было всего 2100 м, но этого оказалось достаточным, чтобы прописать границу между двумя различными водами. Слой скачка был толщиной около двух метров.

Второй случай быстрой перестройки приборов В.Т. Пакой был в 2007 г. в Карском море. Мы работали в закритических широтах (севернее 74°30' с. ш.) для внутренних волн с частотой М2. Хотелось в эксперименте показать отсутствие пика на спектрах температуры на частоте М2 (период 12,4 ч). Бюя для постановки не было. Он быстро собрал необходимые части для постановки бую на широте 75°33' с. ш. Из пенопласта была сделана плавучесть и на тросе установлены датчики температуры. Буй показал отсутствие полусуточных колебаний, но более высокочастотные волны были зарегистрированы».

Из воспоминаний д. ф.-м. н. Владимира Алексеевича Рябченко, научного руководителя Лаборатории моделирования океанских биогеохимических циклов СПбФ ИО РАН

«Мне не довелось сотрудничать с Вадимом Тимофеевичем — модельные исследования, которыми я занимался, не требовали непосредственного участия в получении экспериментальных данных в океане. Вместе с тем мы часто встречались на международных конференциях и совещаниях, посвященных Балтийскому морю, где я всегда с огромным удовольствием слушал его увлекательные доклады (на любом языке), которые, как правило, заканчивались не в отведенное время, а только после настойчивых напоминаний председательствующего. Его трудно было остановить, когда речь шла о Науке: она была главной в его жизни, всё должно было способствовать её развитию, надо сотрудничать и помогать коллегам, нуждающимся в помощи. В этом отношении он особенно поразил меня, когда однажды позвонил и сказал: «Володя, ты знаешь, у наших финских коллег большие неприятности. Их Институт хотят закрыть (речь шла о FIMR⁶ в Хельсинки). Надо им помочь — написать письма от лица российской научной общественности Президенту Финляндии с просьбой не наносить такого удара морской науке Финляндии; чем больше писем, тем лучше...». Вадим Тимофеевич был очень убедителен. Я согласился и, как и Пака, написал письмо госпоже Тарье Халонен, Президенту Финляндии. Как это ни странно, мне ответили, поблагодарили за беспокойство и пообещали принять взвешенное решение. Конечно, Институт закрыли, а из сотрудников сформировали отдел в FMR⁷.

В моей памяти Вадим Тимофеевич сохранится как человек, увлеченно, на блестящем, доходчивом языке объясняющий собеседнику достижения познания океана».

Из воспоминаний главного научного сотрудника, д. б. н. Тамары Александровны Шигановой о его доброте и щедрости

«Я собиралась в рейс в Северную часть Каспийского моря на судне КаспНИИРХ в 2002 г. для изучения нового вселенца вредоносного гребневика *Mnemiopsis leidyi*. Но у КаспНИИРХ не было зонда для определения факторов среды. И Вадим Тимофеевич в то время, когда он был директором Атлантического отделения ИОРАН, предоставил мне зонд Idronaut, дополнительные насадки для взятия проб и двух своих сотрудников

⁶ Finnish Institute of Marine Research

⁷ Finnish Meteorological Institute

для работы с зондом. Экспедиция была очень удачной, я написала статью⁸ и предложила ему быть соавтором, но он отказался, т. к. не участвовал ни в рейсе, ни в написании статьи, предложив мне включить его сотрудников, работавших со мной в соавторы, что я и сделала. В статье я выразила благодарность Вадиму Тимофеевичу за предоставление мне зонда. Статья пользуется успехом, т. к. подобные результаты о вселенце гребневике *Mnemiopsis leidyi* были опубликованы впервые.

В дальнейшем мы продолжали сотрудничать, когда у нас совпадали интересы. Вадим Тимофеевич был не только замечательным ученым, но и очень щедрым, интересным, необычным человеком. Светлая память о нем навсегда сохранится у меня в душе».

*Е.Е. Ежова, В.М. Журбас,
А.Г. Зацепин, Е.Г. Морозов,
В.Н. Набатов, А.А. Родионов,
В.А. Рябченко, С.Г. Сивкова,
Т.А. Шиганова*

⁸ Шиганова Т.А. и др. Условия, определяющие распределение гребневика *Mnemiopsis leidyi* и его воздействие на экосистему северного Каспия // Океанология. 2003. Т. 43, № 5. С. 716–733.