ISSN 2073-6673 (Print)
ISSN 2782-5221 (Online)

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

ТОМ 16, № 4
2023

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

VOL. 16, No. 4
2023

https://hydrophysics.spbrc.ru

Учредители:
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 16 № 4 2023

Основан в 2008 г.

Выходит 4 раза в год
ISSN 2073-6673 (Print)
ISSN 2782-5221 (Online)

Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор
Член-корреспондент РАН
Анатолий Александрович Родионов

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

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

Свидетельство о регистрации печатного СМИ: ПИ № ФС77-69420 от 14 апреля 2017 г.
Свидетельство о регистрации сетевого СМИ: серия Эл № ФС77-83580 от 13 июля 2022 г.
Подписной индекс по интернет-каталогу «Пресса России» — 54160

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 11.12.2023 г. Дата выпуска в свет 25.12.2023 г. Формат $60 \times 84^1/_8$.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 15,35. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 6375.

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

© Российская академия наук, 2023
© Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2023
© Составление. Редколлегия журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика», 2023

Founders:
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SAINT-PETERSBURG RESEARCH CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Vol. 16 No. 4 2023

Founded in 2008

Publication frequency: quarterly
ISSN 2073-6673 (Print)
ISSN 2782-5221 (Online)

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

Chief Editor
Corresponding Member of RAS
Anatoly A. Rodionov

Certificate of registration of the journal in the form of printed media ПИ № ФС77-69420 of 14.04.2017
Certificate of registration of the journal in the form of online media Series Эл № ФС77-83580 of 13.07.2022
Subscription index in the Internet-catalogue "Pressa Rossii" — 54160

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: 11.12.2023. Issued: 25.12.2023. Format: $60 \times 84^1/_8$.
Digital printing. Printed sheets: 15.35. Circulation: 50 pcs. Order No. 6375.

Publishing and printing center of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University

195251, St. Petersburg, Polytechnicheskaya Ul., 29.
Phone: 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

© Russian Academy of Sciences, 2023
© Saint-Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2023
© Composition. Editorial Board of the Journal 'Fundamental and Applied Hydrophysics', 2023

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)

Еремина 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)

Иванов Михаил Павлович, к.б.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

Mikhail P. Ivanov. Cand.Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, 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. PetersburgMarine Design Bureau "MALACHITE", St. Petersburg, Russia

Vladislav A. Rumyantsev. Academician of RAS, St. Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

Victor V. Zosimov. Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Фундаментальные вопросы гидрофизики

Куприянова А.Е., Гриценко В.А. Бароклинный фактор в смешении воды погружающегося термика с окружающей его водой 8

Егоров К.Л., Булгаков К.Ю. Влияние ветровых волн на формирование скорости ветра в приводном слое атмосферы в условиях динамически гладкой поверхности 18

Исаченко И.А., Краев И.М., Сергеев Д.А. Влияние поверхностного волнения на оседание и дрейф частиц микропластика: лабораторный эксперимент 32

Гидрофизические и биогеохимические поля и процессы

Романенков Д.А., Софьина Е.В., Родикова А.Е. Моделирование баротропного прилива у юго-восточного побережья п-ва Камчатка с учетом точности глобальных приливных моделей в северо-западном регионе Тихого океана 45

Малышева А.С., Радченко Ю.В., Поздняков Д.В. Динамика подкисления Северного Ледовитого океана в 1993–2021 гг. и ее прогноз на конец 21-го века (*на англ. яз.*) 63

Кудинов О.Б., Суслин В.В., Ли Р.И., Рябоконь Д.А. Особенности профилей флуоресценции и видового состава фитопланктона в Чёрном и Азовском морях в начале осени 2020 года 75

Максимовская Т.М., Зимин А.В., Моисеев Д.В. Результаты океанографических исследований в прикромочной зоне Баренцева моря весной 2023 года 87

Гольмшток А.Я. Некоторые замечания о фазовом превращении газогидратов в пористых осадках при отрицательной по Цельсию температуре 94

Гидрооптика

Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Аглова Е.А., Глуховец Д.И., Родионов М.А. Лидарные исследования в первом этапе 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» 107

Техническая гидрофизика

Кудинов О.Б., Ли М.Е. Регистрация флюоресценции фитопланктона с использованием экспериментального зондирующего измерителя 116

Тематический указатель 2023 (Т. 16) 129

Авторский указатель 2023 (Т. 16) 131

CONTENTS

Fundamental issues of hydrophysics

Kupriyanova A.E., Gritsenko V.A. Baroclinic factor in the stirring of waters of a sinking thermal with surrounding fresh water 8

Yegorov K.L., Bulgakov K.Yu. Wind waves impact on the velocity in wave boundary layer in the condition of dynamically smooth surface 18

Isachenko I.A., Kraev I.M., Sergeev D.A. Effect of surface waves on settling and drifting of microplastic particles: a laboratory experiment 32

Hydrophysical and biogeochemical fields and processes

Romanenkov D.A., Sofina E.V., Rodikova A.E. Modeling of barotropic tide off the southeastern coast of the Kamchatka Peninsula in view of the accuracy of global tidal models in the northwest Pacific Ocean 45

Malysheva A.S., Radchenko I.V., Pozdnyakov D.V. Arctic Ocean acidification dynamics during 1993–2021 and its projections for the rest of this century 63

Kudinov O.B., Suslin V.V., Lee R.I., Ryabokon D.A. Features of fluorescence profiles and species composition of phytoplankton in the Black Sea and the Sea of Azov in early autumn 2020 75

Maksimovskaya T.M., Zimin A.V., Moiseev D.V. The results of oceanographic studies in the marginal ice zone of the Barents Sea in the spring of 2023 87

Golmshtok A.Ya. Some remarks on the phase transformation of gas hydrates in porous sediments at negative Celsius temperatures 94

Hydrooptics

Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V., Aglova E.A., Glukhovets D.I., Rodionov M.A. Lidar research during the first stage of the 89th cruise of the R/V 'Academic Mstislav Keldysh' 107

Technical hydrophysics

Kudinov O.B., Lee M.E. Registration of phytoplankton fluorescence using an experimental sounding probe 116

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-1

УДК 551.465.41 : 551.558.1

© *А. Е. Куприянова*[1,2]*, *В. А. Гриценко*[2], 2023

[1]Балтийский федеральный университет им. И. Канта, 236041, Калининград, ул. А. Невского, д. 14
[2]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр-т, д. 36
*kupriyanova_ae@mail.ru

БАРОКЛИННЫЙ ФАКТОР В СМЕШЕНИИ ВОДЫ ПОГРУЖАЮЩЕГОСЯ ТЕРМИКА С ОКРУЖАЮЩЕЙ ЕГО ВОДОЙ

Статья поступила в редакцию 11.05.2023, после исправления 12.10.2023, принята в печать 23.11.2023

Аннотация

Представлены результаты исследования процесса взаимодействия погружающегося термика с окружающей его однородной водой. Анализ лабораторных течений в гидролотке позволил выделить основные черты и особенности смешения термика и окружающей воды, заключающихся в присутствии множества высокоградиентных слоев в поле плотности, сохраняющихся на всем этапе активного погружения термика. Выделена промежуточная стадия трансформации вод термика, суть которой заключается в адвективно-вращательном характере смешения различных по плотности вод. Детализация обнаруженных особенностей эволюции плотностной структуры течения выполнена при помощи расчетных течений на 2d-нелинейной модели динамики неоднородной по плотности жидкости. Особенности плотностной структуры выявлены с использованием значений локальных градиентов плотности для внутренних узлов расчетной сетки. Кроме обычно используемых вертикальных и горизонтальных градиентов были рассчитаны градиенты плотности вдоль и поперек линий тока. Количественные оценки повторяемости высокоградиентных слоев показали значительную изменчивость в поле плотности течения, возникающую в результате сочетания малой скорости погружения термика (~0,3 см/с) и вихревого, адвективно-вращательного характера смешения его воды с окружающей. Выполнен анализ потенциальной устойчивости выбранных локальных областей течения. Расчет значений чисел Рейнольдса (Re) и Ричардсона (Ri) позволил предполагать ламинарный характер течения за исключением двух небольших зон в тыловой части погружающегося термика. Показана роль бароклинного механизма порождения завихренности как фактора взаимопроникновения вод термика и окружающей воды в процессе адвективно-вихревого движения.

Ключевые слова: выхолаживание воды с поверхности, завихренность, адвективно-вращательное смешение вод, градиенты поля плотности, высокоградиентные слои, переслоенность

© *A. E. Kupriyanova*[1,2]*, *V. A. Gritsenko*[2], 2023

[1]Immanuel Kant Baltic Federal University, 14 st. A. Nevsky, Kaliningrad, 236041, Russia
[2]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia
*kupriyanova_ae@mail.ru

BAROCLINIC FACTOR IN THE STIRRING OF WATERS OF A SINKING THERMAL WITH SURROUNDING FRESH WATER

Received 11.05.2023, Revised 12.10.2023, Accepted 23.11.2023

Abstract

The results of studying the process of stirring of a sinking thermal (small volume of denser water) with surrounding water are presented. The analysis of laboratory flows in a hydroflume has been allowed to identify the main peculiarities of the stirring of the thermal and the surrounding water. The essence of one of these features concluded in the presence of many high-gradient layers in the density field. The phase of an advective-rotational nature of the stirring of thermal waters with different density has been identified. Detailing of the evolution of the flow density structure was performed using the calculated flows on a 2d-nonlinear model of the dynamics of a fluid that is inhomogeneous in density. Features of the density structure are revealed using the values of local density gradients for the internal nodes of the computational grid. The density gradients along and across the streamlines

Ссылка для цитирования: *Куприянова А.Е.*, *Гриценко В.А.* Бароклинный фактор в смешении воды погружающегося термика с окружающей его водой // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 8–17. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-1
For citation: *Kupriyanova A.E.*, *Gritsenko V.A.* Baroclinic Factor in the Stirring of Waters of a Sinking Thermal with Surrounding Fresh Water. *Fundamental and Applied Hydrophysics.* 2023, 16, 4, 8–17. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-1

were calculated. Quantitative estimates of the repeatability of high-gradient layers have shown significant variability in the flow density field. An analysis of the potential stability of the selected local regions of the flow has been carried out. The calculation of the Reynolds (Re) and Richardson (Ri) numbers has been allowed to assume a laminar nature of the flow, with the exception of two small zones in the back part of the sinking thermal. The role of the baroclinic mechanism of vorticity generation as a structure-forming factor in the formation of a distinguished stage of advective-vortex movement within interpenetration of thermal with surrounding water has shown.

Keywords: water cooling from the surface, vorticity, advective-rotational water stirring, density field gradients, high-gradient layers, layering

1. Введение

Выхолаживание морских вод с поверхности и возникающие при этом конвективные движения обладают сложной пространственно-временной структурой. При потере тепла приповерхностная вода становится холоднее и плотнее, чем нижележащая, что провоцирует возникновение тонкого термического поверхностного слоя с гидростатически неустойчивым распределением плотности. На нижней границе пограничного слоя спорадически зарождаются термики, которые формируют переходный слой и ограничивают при этом толщину поверхностного погранслоя [1–4]. Суточная и/или сезонная изменчивость вертикальной термической структуры воды позволяет констатировать значимость данного механизма для моря [2, 5–9]. В основе проникновения холода с поверхности лежит перенос и перемешивание воды погружающихся термиков с окружающей, которое порождает значительные флуктуации плотности в переходном слое [10–11]. Характер этого процесса оценивался сначала как молекулярный, а потом как турбулентный [1–4, 11–14]. Причем заключение о турбулентном характере перемешивания делалось, по большей части, на основе визуальных наблюдений за распределениями плотности течений, создаваемых в лабораторных установках.

Вместе с тем анализ большей части, приводимых в работах примеров [1, 11, 13–14], позволяет говорить лишь о значительной изменчивости плотности, наблюдаемой в окрестности погружающихся термиков. Например, при боковом диффузионном охлаждении в исследованиях речных стоков [15] наблюдаются расслоения в виде множественных интрузий в соленую воду моря, которые возникают в результате частичного смешения вовлеченной окружающей воды с водой другой плотности [16]. Оценки скорости погружения термиков показывают достаточно малые значения, порядка долей см/с, и свидетельствуют в пользу предположения о ламинарном характере динамики воды [1–4, 11, 17]. Наши наблюдения в гидролотке за погружением одиночных термиков и особенностями распределения плотности воды [18] также позволяют предполагать о ламинарности течения и молекулярной диффузии в зонах контакта разных по плотности вод.

Целью данной работы стало изучение процесса перемешивания погружающегося термика с окружающей водой на основе визуальных наблюдений в лабораторных экспериментах и анализа модельных расчетов.

2. Эксперименты в гидролотке

На рисунке 1 приведены фотографии погружающегося термика в рабочем пространстве гидролотка. Параметры термика на фотографии: превышение плотности по сравнению с окружающей водой $\Delta\rho_0 = 0{,}0001$ г/см^3, объем — 2 см^3. На фотографиях отчетливо видны слои воды с различной плотностью, значения которой коррелируют с интенсивностью цвета. Описание лабораторной установки и методика формирования термиков в приповерхностном слое воды приведены в работах авторов [18–20].

Комментируя наблюдаемые в лотке особенности динамики неоднородной по плотности воды, отметим, что сразу после начала погружения термика возникают условия для зарождения завихренности и возникновения локального вращения воды. Действительно, на внешних границах термика изопикнические и изобарические поверхности не совпадают, что, согласно теореме Бьеркнеса [21], приводит к возникновению завихренности. Разные знаки завихренности на противоположных (относительно оси симметрии) границах термика обеспечивают трансформацию начальной формы термика сначала в грибовидную (рис. 1, *а*), а затем — в вихревое кольцо (рис. 1, *б*).

Наблюдаемая авторами общая картина течений свидетельствует о присутствии множества слоев воды с различной плотностью на этапе активного взаимодействия погружающегося термика и окружающей воды (см. перепады концентрации цвета на рис. 1). Известно, что под перемежаемостью принято понимать одновременное сосуществование в поле течения областей с различным типом динамики вод [10]. В рассматриваемом случае погружения термика можно говорить о перемежаемости слоев воды с различной плотностью, или — о переслоенности. Существование таких слоёв, а также малые скорости погружения

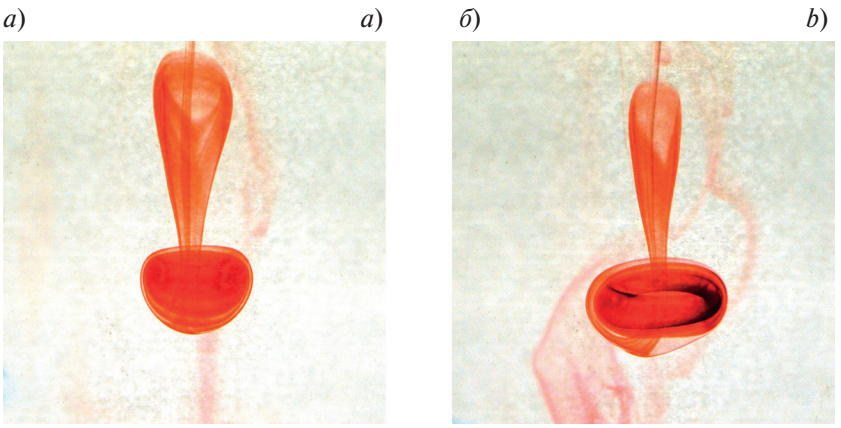


Рис. 1. Общий вид двух последовательных фаз погружающегося термика ($\Delta\rho_0 = 10^{-4}$ г/см^3, V = 2 мл), отражающих приобретение грибовидной формы (*а*) и начало преобразования в вихревое кольцо (*б*)

Fig. 1. General view of two successive phases of a sinking thermal ($\Delta\rho_0 = 10^{-4}$ g/cm^3, V = 2 ml) has shown: a mushroom shape of thermal (*a*) and the beginning of transformation into a vortex ring (*b*)

(~0,3 см/с для параметров термика из рис. 1), подтверждают предположение о ламинарном характере течений, возникающих при погружении термиков в лотке. Отметим, что приведенная величина скорости погружения близка к зафиксированной в экспериментах других авторов [1, 11, 14, 17].

Анализ всей совокупности данных по лабораторным экспериментам показал, что в процессе погружения термиков, случайным образом зарождающихся в приповерхностном слое воды, может быть выделена ранее не отмечаемая фаза [4, 12, 22] вихревого (адвективно-вращательного) смешения термиков с окружающей водой. Началом стадии следует считать зарождение термиков каплевидной формы на нижней границе термического пограничного слоя. В момент отрыва термика от приповерхностного слоя начинается процесс генерации завихренности бароклинной природы, и возникает вихревое (вращательное) движение, благодаря чему термик приобретает грибовидную форму (рис. 1, *а*). Дальнейшее вовлечение окружающей воды в движение собственной воды термика способствует замедлению скорости его погружения и росту пространственных масштабов, в результате которого начинается формирование вихревого кольца (рис. 1, *б*). Финалом описываемой стадии трансформации термика следует считать значительное замедление погружения сформировавшегося вихревого кольца, и начало диффузионного этапа сглаживания плотностных неоднородностей.

Процесс перемешивания различных субстанций в окрестности постоянного точечного вихря подробно обсуждался в обзоре [17], в котором в пункте 3.1.2 рассматривалось закручивание ламели (англ. lamellae) по спирали вокруг центра вихря (см. рис. 5, *а* в [17]) и её медленное диффузионное расширение. Феноменологически близким по вихревому характеру смешивания (вихрь Лэмба-Озеена) к полученным результатам оказалось наблюдаемое в гидролотке (рис. 1, *б*) спиралевидное движение воды термика и его окружающей вокруг локального максимума завихренности, и длительное сохранение отличающихся по плотности слоев воды, т.е. переслоенности воды в зоне вихря. В описываемом лабораторном течении адвективно-вращательный механизм взаимопроникновения двух субстанций в виде некоторых макроскопических аналогов ламелей — вытянутых, перистых по форме плотностных неоднородностей толщиной до 1–2 мм — происходит быстрее, чем молекулярная диффузия через их границы.

На протяжении описанной стадии эволюции термика в лабораторных условиях можно отметить изменчивость значений плотности, коррелируемую с интенсивностью цвета красителя, возникшую в процессе вовлечения в термик окружающей воды. Таким образом, флуктуации в поле плотности действительно наблюдаются при ламинарном характере течения, но их появление связано с вихревым характером динамики вод, определяющей взаимопроникновение термика и окружающей воды. Детализация особенностей течения неоднородной по плотности воды, возникающего при погружении термика, была выполнена при помощи расчетов на численной модели.

3. Детализация и анализ данных экспериментов

Численные эксперименты были выполнены на нелинейной 2d-модели динамики неоднородной по плотности жидкости в вертикальной плоскости [19–20]. Уравнения модели в переменных завихренность — функция тока — плотность были дополнены уравнениями переноса двух пассивных трассеров нейтральной плавучести для выделения необходимых деталей в возникающих течениях. Главным отличием от ранее рассмотренных течений конвективной природы стало использование на верхней границе модельного пространства условия твердой крышки со скольжением, что позволило учесть в модели возможность горизонтальных движений жидкости на ее свободной поверхности. Кроме того, модельный аналог термика (плотностная неоднородность) в начальный момент времени задавался в приповерхностном слое, а его верхняя грань совпадала с верхней границей модельного пространства. Сделанные изменения позволили приблизить модельные расчеты к условиям лабораторных экспериментов. Расчеты выполнены на сетке 1001 × 601 с безразмерной пространственной дискретизацией 0,05. Термик был задан на области сетки в 31 × 31 расчетный узел. Характерные масштабы расчетного течения (длины, скорости и отличия плотности от окружающей воды), графики которого будут представлены ниже, были равны, соответственно, $h_0 = 1$ см, $u_0 = 0{,}6$ см/с, $\Delta\rho_0 = 2\cdot10^{-4}$ г/см^3.

На рисунке 2 приведены распределения полей, функции тока и завихренности для одной из фаз расчетного течения. Здесь и далее все графики приведены только для части модельного пространства, полные размеры которого составляли [0,0; 50,0] × [0,0; 30,0].

Использование одномерных уравнений горизонтального переноса для завихренности и плотности, записанных на верхней границе модельного пространства в рамках приближения твердой крышки со скольжением, позволили получить в расчетах форму следа (хвоста) за погружающимся термиком, обычно наблюдаемую в лабораторных экспериментах. На приведенном распределении плотности (рис. 2, *а*) хорошо видна уже сформировавшаяся грибовидная форма погружающегося термика. Геометрия изолиний завихренности и функции тока говорят о вихревом характере сформировавшегося течения неоднородной по плотности воды.

Дополнительные расчеты распределения горизонтальных и вертикальных градиентов плотности показали высокую изменчивость поля плотности, что могло стать причиной, наблюдаемых другими авторами,

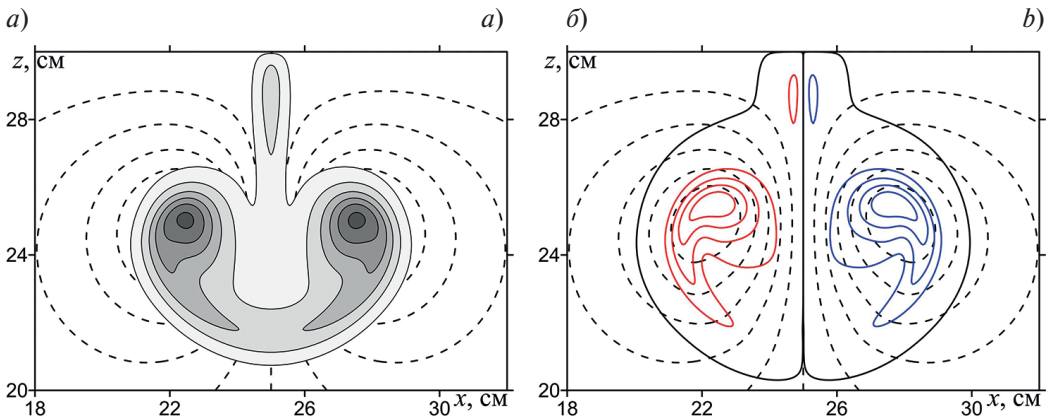


Рис. 2. Общий вид распределений плотности (*а*) и динамики (*б*) неоднородной по плотности воды на этапе начала трансформации термика в вихревое кольцо. Изолинии: плотности — черные линии с серой заливкой, $\sigma=\Delta\rho/\Delta\rho_0 \in [0{,}1;\ 0{,}7;\ 0{,}15]$; функции тока $\psi \in [-1{,}2;\ 1{,}2;\ 0{,}4]$, штриховые линии. Хорошо различимы локальные максимумы завихренности разного знака: $\omega=\partial u/\partial z-\partial w/\partial x \in [-1{,}0;\ 1{,}0;\ 0{,}2]$, синие линии соответствуют отрицательным значениям, красные — положительным, а тонкие черные линии — нулевому значению

Fig. 2. General view of density distributions (*a*) and dynamics (*b*) of density-inhomogeneous water at the phase of the beginning of thermal transformation into a vortex ring. Isolines: density — black lines with gray fill, $\sigma=\Delta\rho/\Delta\rho_0 \in [0.1;\ 0.7;\ 0.15]$; current functions $\psi \in [-1.2;\ 1.2;\ 0.4]$, dashed lines. Local vorticity maxima of different signs are clearly distinguishable: $\omega=\partial u/\partial z-\partial w/\partial x \in [-1.0;\ 1.0;\ 0.2]$, blue lines correspond to negative values, red lines to positive values, and thin black lines to zero values

флуктуаций в этом поле. Таким образом, для расчетного течения, как и для лабораторного (рис. 1), можно констатировать существование множества высокоградиентных слоев в поле плотности. Наиболее отчетливо переслоенность поля плотности проявлялась в распределениях градиентов плотности, рассчитанных вдоль (*а*) и поперек (*б*) линий тока (рис. 3).

Приведенные на рисунке 3 распределения градиентов плотности вдоль (*а*) и поперек (*б*) линий тока свидетельствуют о значительной изменчивости плотности, сформировавшейся на фоне медленного погружения термика и возникновения вихревого (вращательного) характера движений его воды, вследствие появления завихренности бароклинной природы [21]. Вращательный характер течений при взаимопроникновении воды термика и окружающей, может быть интерпретирован, как один из вариантов вихревой диффузии [23], подтверждающей возможность спиралевидного проникновения одной жидкости в другую.

Существование множества слоев с различной плотностью подтверждается детализацией соответствующего поля модельных течений с использованием значений градиентов плотности вдоль (σ'_n) и поперек (σ'_n) линий тока (рис. 4) путем подсчета количества узлов расчетной сетки, входящих в эти слои. Общий диапазон изменчивости безразмерных значений градиентов для всего анализируемого этапа эволюции термика определяется интервалом [0,0015; 0,022]. Количество узлов сетки с относительно большими значениями градиентов плотности (0,014–0,022) присутствуют от начала трансформации термика до приобретения им грибовидной формы, причем с каждым шагом по времени увеличивается их количество — от 50 до 319 (для $\sigma'_\tau \approx 0{,}022$). На позднем этапе развития течения количество узлов сетки с большими градиентами плотности сокращается под действием молекулярной диффузии.

Приведенные оценки подтверждают существенную изменчивость поля плотности течения. Количество узлов сетки с относительно меньшими по величине градиентами плотности (0,0015–0,012) изначально преобладает, и их количество с течением времени увеличивается от 84 до 494 (для $\sigma'_\tau \approx 0{,}012$). Кроме того, необходимо отметить преобладание количества узлов сетки с малыми значениями градиентов плотности вдоль линий тока (541; для $\sigma'_\tau \approx 0{,}014$) над значениями поперек линий тока (305; для $\sigma'_n \approx 0{,}014$) на этапе активного погружения термика (time = 17,5). Таким образом, наличие множества высокоградиентных слоев в поле плотности течения погружающегося термика, или переслоенность поля плотности, действительно имеет место быть.

Для расчетных течений были выполнены оценки потенциальной неустойчивости локальных областей анализируемого течения. Классический вариант расчета чисел Рейнольдса (Re) и Ричардсона (Ri) оказался невозможен из-за сложной структуры течения. Поэтому были найдены квазивертикальные и квазигоризонтальные участки течения, для которых оказалось возможным выполнить расчет локального числа Рейнольдса и числа Ричардсона ($\mathrm{Re1}_k = U_k \cdot \Delta X / \nu_0$, где U_k и ΔX — размерные скорость и масштаб дискретизации, k — номер слоя расчетной сетки, $Ri = \left[(g/\rho_0)\cdot \partial\rho/\partial z\right] / (\partial U/\partial z)^2$). Графики соответствующих значений чисел Rel и Ri приведены на рис. 5.

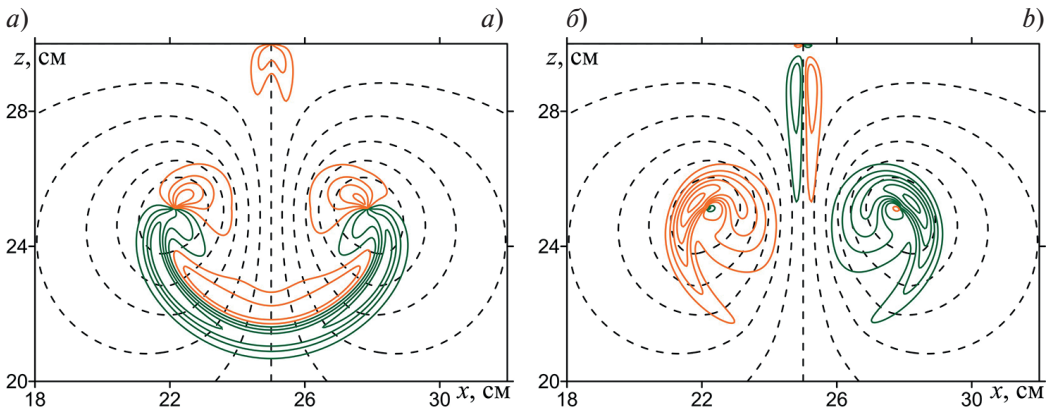


Рис. 3. Распределения градиентов поля плотности: *а* — вдоль ($\sigma'_\tau \in [-0{,}18; 0{,}18; 0{,}04]$), *б* — поперек ($\sigma'_n \in [-0{,}35; 0{,}35; 0{,}05]$) и линии тока (штриховые линии, $\psi \in [-1{,}2; 1{,}2; 0{,}4]$) для той же фазы погружения термика. Зеленые линии соответствуют отрицательным значениям градиентов, а оранжевые — положительным

Fig. 3. Distributions of density field gradients: *a* — along ($\sigma'_\tau \in [-0.18; 0.18; 0.04]$), *b* — across ($\sigma'_n \in$ $\in [-0.35; 0.35; 0.05]$) and current lines (dashed lines, $\psi \in [-1.2; 1.2; 0.4]$) for the same phase of deepening thermal. Green lines correspond to negative values, and orange lines correspond to positive values of the density field gradients

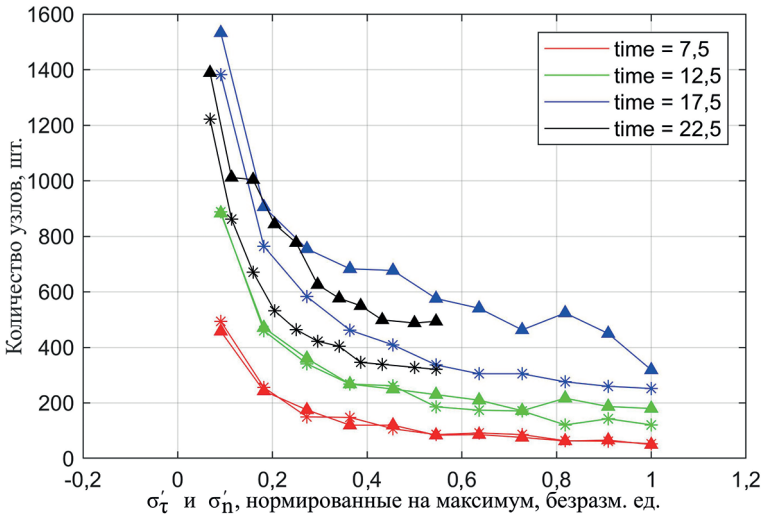


Рис. 4. Гистограмма распределения количества узлов расчетной сетки, соответствующих десяти интервалам значений (общий диапазон: от 0,1 до 0,23) градиентов плотности вдоль (σ'_τ, на рисунке — треугольники) и поперек (σ'_n, на рисунке — звездочки) линий тока для четырех фаз погружения термика: time = 7,5 (красная линия); 12,5 (зеленая линия); 17,5 (синяя линия); 22,5 (черная линия). По вертикали — количество узлов интервала значений (от 80 до 1533), по горизонтали — нормированные на максимум значения градиентов плотности (от 0 до 1)

Fig. 4. Histogram of the distribution of the number of computational grid nodes corresponding to ten intervals of values (total range: from 0.1 to 0.23) of density gradients along (σ'_τ, triangle in the figure) and across (σ'_n, asterisk in figure) current lines for four phases of thermal immersion: time = 7.5 (red line); 12.5 (green line); 17.5 (blue line); 22.5 (black line). Vertically — the number of nodes in the range of values (from 80 to 1533), horizontally — values of density gradients normalized to the maximum (from 0 to 1)

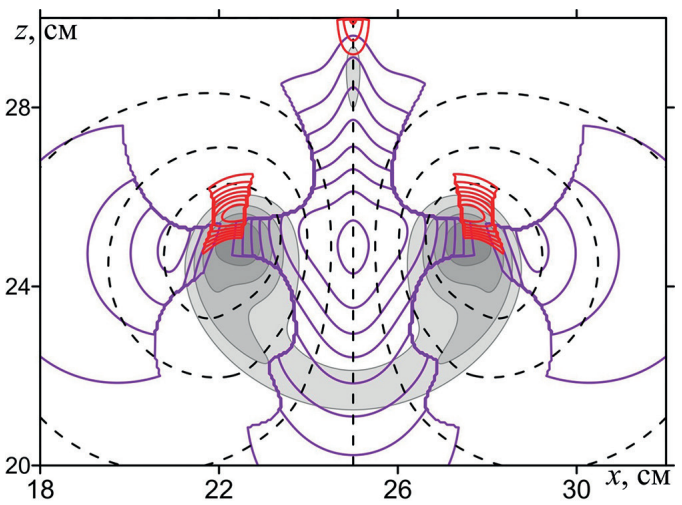


Рис. 5. Распределения значений локальных чисел Рейнольдса (Rel) и Ричардсона (Ri) для квазигоризонтальных и квазивертикальных участков течения. Значения локальных чисел Рейнольдса (лиловые линии) изменяются в диапазоне [0,45; 3,6; 0,45], чисел Ричардсона (полужирные красные области) — [<0,25]. Значения изолиний плотности и линий тока составляли: $\sigma \in [0{,}05; 0{,}25; 0{,}05]$ серые линии с заливкой и $\psi \in [-1{,}2; 1{,}2; 0{,}3]$ черные штриховые линии

Fig. 5. Distributions of values of local Reynolds numbers (Rel) and Richardson numbers (Ri) for quasi-horizontal and quasi-vertical sections of the flow. The values of local Reynolds numbers (violet lines) vary in the range [0.45; 3.6; 0.45], Richardson numbers (bold red areas) — [< 0.25]. The values of density isolines and current lines were: $\sigma \in [0.05; 0.25; 0.05]$ filled gray lines and $\psi \in [-1.2; 1.2; 0.3]$ black dashed lines

Полученные оценки показали, что сдвиговая неустойчивость в выделенных локальных областях мала, и значения локальных чисел Rel составляют первые единицы. Как оказалось, связь между локальными и классическими числами Рейнольдса легко устанавливается. Оценивая сумму локальных чисел Рейнольдса по сечению найденного локального квазисдвиговой (<5% U_0) и слабо стратифицированного по плотности (<5% $\Delta\sigma/\Delta z$) области течения, получим (1):

$$\sum_{k=1}^{n} \mathrm{Re}1_k = \sum_{k=1}^{n} \frac{\Delta X \cdot U_k}{\nu_0} = \frac{\Delta X \cdot n}{\nu_0}\left(\frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} U_k\right) \approx \frac{H_0 \cdot U_{sr}}{\nu_0} \approx \mathrm{Re}, \qquad (1)$$

где $U_{sr} = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} U_k; H_0 = \Delta X \cdot n,\ k$ — номер узла расчетной сетки. Таким образом, малость всех локальных чисел Рейнольдса позволяет говорить о незначительной величине классического числа Рейнольдса для сечения выделенного участка течения. Расчет чисел Ричардсона показал наличие небольших по площади потенциально неустойчивых зон течения со значениями Ri меньше критического в 0,25. В результате, потенциальные условия для появления турбулентности действительно существуют, но положение (вне зоны переслоенности плотности) и небольшой размер данной области в тыловой части термика (см. рис. 5) вряд ли может оказать существенное влияние на плотностную структуру всего течения. Выполненный анализ устойчивости течения не может считаться полным, но вместе с наблюдаемым характером поведения лабораторных течений сделанное предположение о ламинарном характере течения в целом вполне обоснованно.

4. Выводы

Детализация процессов погружения термиков, полученная при анализе расчетных течений, позволила выделить и охарактеризовать новую, ранее не описанную стадию трансформации их водной массы. Суть выделенной стадии заключается в обнаружении доминирования адвективно-вихревого характера взаимодействия термика и окружающей воды над молекулярной диффузией. Причем взаимодействие разной по плотности воды обусловлено генерацией завихренности бароклинной природы на внешних границах термика. Свое существование стадия начинает после вовлечения в вихревое движение воды термика и начала «втягивания» в него окружающей. Финальный этап стадии связан с превращением грибовидного по форме термика в вихревое кольцо и существенным замедлением его погружения. После этого для лабораторных течений возникал либо распад кольца на меньшие по размеру термики при наличии достаточного запаса отрицательной плавучести, либо прекращение погружения вихревого кольца и начала работы молекулярной диффузии, завершающей фазу смешения воды термика с окружающей водой.

Роль бароклинного фактора в интрузионном расслоении на гидрологических фронтах в океане известна давно [1, 16, 24]. Выполненные лабораторные и численные эксперименты подтвердили значимость бароклинного порождения завихренности на формирование структуры течений [14, 25–26]. Однако и в океане, и в лотке возникающие интрузии обладали квазигоризонтальным характером распространения. Вращательно-адвективное взаимопроникновение воды термика и окружающей порождает спиралевидную по форме плотностную переслоенность вод, в отличие от квазигоризонтальных интрузий при расслоении на фронтах [16, 24].

Анализ совокупности данных визуальных наблюдений, их цифрового представления и модельных течений показал малые скорости погружения термиков. Данная особенность позволяет предположить ламинарный характер движений воды, возникающий при погружении термика, что объясняет возможность существования высокоградиентных слоев или, другими словами, переслоенности поля плотности, как для лабораторных, так и для расчетных течений. Временной интервал эволюции формы термика — от начальной каплевидной формы до превращения в вихревое кольцо, — много меньше диффузионного масштаба времени. Отмечаемое во многих работах наличие флуктуаций в поле плотности (температуры) может быть объяснено присутствием множества высокоградиентных слоев в этом поле. Возникновение завихренности бароклинной природы способствует спиралевидному захвату расположенной рядом неподвижной воды внутрь термика, что позволяет говорить о том, что адвективно-вращательное взаимопроникновение различных по плотности вод происходит быстрее, чем процесс молекулярной диффузии.

Полученные в работе оценки критерия сдвиговой неустойчивости для выделенных локальных областей течения показали, что значения чисел Рейнольдса (Re) не превышают первых десятков единиц, а для числа Ричардсона (Ri) нашлись небольшие области течения со значениями меньше 1/4. Таким образом, потенциальные условия для возникновения турбулентности могут существуют при данных значениях начальных параметров задачи, но вряд ли могут оказать существенное влияние на плотностную структуру всего

течения в целом. Наши оценки свидетельствуют в пользу предположения о ламинарном, адвективно-вихревом смешении воды термика и окружающей для этапа начального развития конвекции в природе в период, когда отдельные термики ещё не начали взаимодействовать между собой.

Следует отметить, что в наших экспериментах различия в плотности обусловливались соленостью, а не температурой, тогда как в естественной океанической среде доминирует процесс термодиффузии. Поскольку коэффициент молекулярной диффузии тепла в сто раз больше коэффициента молекулярной диффузии соли, можно ожидать более быстрое уничтожение возникших плотностных неоднородностей в естественных условиях по сравнению с лабораторными экспериментами. Однако сам процесс формирования плотностных неоднородностей за счет описанного адвективно-вращательного взаимопроникновения вод термика и окружающей пресной воды должен иметь схожий характер независимо от типа стратификации (соленостная или температурная).

В итоге, можно констатировать, что в условиях начала свободной конвекции и при отсутствии фоновой мелкомасштабной турбулентности (возникшей, например, вследствие обрушения ветровых волн на поверхности воды), наблюдаемые в экспериментах флуктуации значений плотности могут возникнуть в результате адвективно-вращательного (вихревого) смешения воды термика с окружающей его водой.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00150, https://rscf.ru/project/23-27-00150/.

Funding

The investigations are supported by Russian Science Foundation via grant No. 23-27-00150, https://rscf.ru/en/project/23-27-00150/.

Литература

1. *Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкости. М.: Мир, 1977. 431 с.
2. *Скорер Р.* Аэрогидродинамика окружающей среды. М.: Мир, 1980. 549 с.
3. *Гинзбург А.И.*, *Зацепин А.Г.*, *Федоров К.Н.* Тонкая структура термического погранслоя в воде у поверхности раздела вода-воздух // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977. Т. 13, № 12. С. 1268–1277.
4. *Гинзбург А.И.*, *Дикарев С.Н.*, *Зацепин А.Г.*, *Федоров К.Н.* Феноменологические особенности конвекции в жидкости со свободной поверхностью // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17, № 4. С. 400–407.
5. *Хунджуа Г.Г.*, *Гусев А.М.*, *Андреев Е.Г.*, *Скорохватов Н.А.*, *Гуров В.В.* О структуре поверхностной холодной пленки океана и о теплообмене океана с атмосферой // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977. Т. 13, № 7. С. 753–758.
6. *Imberger J.* The diurnal mixed layer // Limnology and Oceanography. 1985. Vol. 30. P. 737–770.
7. *Федоров К.Н.*, *Гинзбург А.И.* Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 303 с.
8. *Дийкстра Х.А.* Нелинейная физическая океанография / пер. с англ. Ю.Г. Израильского, Ю.В. Колесниченко, В.Н. Зырянова. М. — Ижевск: Институт компьютерных исследований; НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 680 с.
9. *Fernandez R.L.*, *Imberger J.* Relative Buoyancy Dominates Thermal-Like Flow Interaction along an Incline // Journal of Hydraulic Engineering. 2008. Vol. 134, N 5. P. 636–643.
10. *Townsend A.A.* The mechanism of entrainment in the turbulent flows // Journal of Fluid Mechanics. 1966. Vol. 26, N 4. P. 689–715.
11. *Бунэ А.В.*, *Гинзбург А.И.*, *Полежаев В.И.*, *Федоров К.Н.* Численное и лабораторное моделирование развития конвекции в охлаждающемся с поверхности слое воды // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21, № 9. С. 956–963.
12. *Джалурия Й.* Естественная конвекция. М.: Мир, 1983. 399 с.
13. *Абрамян Т.О.*, *Кудин А.М.* Лабораторное исследование взаимодействия пятен перемешанной жидкости при их растекании в стратифицированной среде // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19, № 9. С. 888–891.
14. *Bouffard D.*, *Wüest A.* Convection in Lakes // Annual Review Fluid Mechanics. 2019. Vol. 51. P. 189–215. doi:10.1146/annurev-fluid-010518-040506

15. *Cortés A.*, *Fleenor W.E.*, *Wells M.G.*, *de Vicente I.*, *Rueda F.J.* Pathways of river water to the surface layers of stratified reservoirs // Limnology and Oceanography. 2014. Vol. 59. P. 233–250. doi:10.4319/lo.2014.59.1.0233
16. *Baines P.G.* Mixing in flows down gentle slopes into stratified environments // Journal of Fluid Mechanics. 2001. Vol. 443. P. 237–270.
17. *Villermaux E.* Mixing Versus Stirring // Annual Review Fluid Mechanics. 2019. Vol. 51. P. 245–273. doi:10.1146/annurev-fluid-010518-040306
18. *Kupriyanova A.E.*, *Gritsenko V.A.* Sinking patches of salt water on a slope of bottom surrounded by fresh water: dynamics and structural features of density front propagation up the slope // Journal of Oceanological Research. 2022. Vol. 50, N 2. P. 106–124. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(2).5
19. *Волкова А.А.*, *Гриценко В.А.* Особенности циркуляции, возникающей при погружении с поверхности конечного объема воды с отрицательной плавучестью // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 3. С. 26–35. doi:10.7868/S2073667319030043
20. *Куприянова А.Е.*, *Гриценко В.А.* Лабораторное и численное исследование особенностей процесса выхолаживания воды с поверхности в прибрежных водах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 4. С. 484–494 doi:10.31857/S0002351521040076
21. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана: В 2-х т. Т. 1. / Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 396 с.
22. *Баренблатт Г.И.* Динамика турбулентных пятен и интрузии в устойчиво стратифицированной жидкости // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14, № 2. С. 195–206.
23. *Новиков Е.А.* О динамике вихревой диффузии // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7, № 10. С. 1087–1089.
24. *Журбас В.М.*, *Кузьмина Н.П.*, *Лозовацкий И.Д.* Роль бароклинности в интрузионном расслоении океана // Океанология. 1988. Т. 28, № 1. С. 50–53.
25. *Гриценко В.А.*, *Чубаренко И.П.* Об особенностях структуры фронтальной зоны придонных гравитационных течений // Океанология. 2010. Т. 50, № 1. С. 26–32.
26. *Ингель Л.Х.* Возникновение вихревого движения, обусловленное дифференциальной диффузией // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 3. С. 36–40. doi:10.31857/S0002-351555336-40

References

1. *Turner J.S.* Buoyancy Effects in Fluids. *New York*, *Cambridge Univ. Press*, 1973. 367 p.
2. *Scorer R.* Environmental Aerodynamics. *Wiley*, 1978. 488 p.
3. *Ginsburg A.I.*, *Zatsepin A.G.*, *Fedorov K.N.* Fine structure of the thermal boundary layer in the water near air-water interface. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1977, 13 (12), 1268–1277 (in Russian).
4. *Ginsburg A.I.*, *Dikarev S.N.*, *Zatsepin A.G., Fedorov K.N.* Phenomenological features of convection in liquids with a free surface. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1981, 17 (4), 400–407 (in Russian).
5. *Khundzhua G.G.*, *Gusev A.M.*, *Andreyev Ye.G.*, *Skorokhvatov H.A.*, *Gurov V.V.* On the structure of the surface cold film of the ocean and on the heat exchange between the ocean and the atmosphere. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1977, 13 (7), 753–758 (in Russian).
6. *Imberger J.* The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*. 1985, 30, 737–770.
7. *Fedorov K.N., Ginsburg A.I.* The Near-Surface Layer of the Ocean. *VSP-BV*, *Ultrecht*, 1992. 256 p.
8. *Dijkstra H.A.* Nonlinear physical oceanography: A dynamical systems approach to the large scale ocean circulation and El Ni'o. *New York*, *Springer Science + Business Media Publ.*, 2005. 532 p.
9. *Fernandez R.L., Imberger J.* Relative Buoyancy Dominates Thermal-Like Flow Interaction along an Incline. *Journal of Hydraulic Engineering*. 2008, 134 (5), 636–643.
10. *Townsend A.A.* The mechanism of entrainment in the turbulent flows. *Journal of Fluid Mechanics*. 1966, 26(4), 689–715.
11. *Bune A.V.*, *Ginzburg A.I.*, *Polezhaev V.I.*, *Fedorov K.N.* Numerical and laboratory modelling of the development of convection in a water layer cooling from its surface. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1985, 21(9), 956–963 (in Russian).
12. *Jaluria Y.* Natural Convection Heat and Mass Transfer. / Ed. by S.L. Vishnevetsky. *Pergamon*, 1980. 326 p.
13. *Abramyan T.O.*, *Kudin A.M.* Laboratory study of the interaction of mixed liquid spots during their spreading in a stratified medium. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1983, 19(9), 888–891 (in Russian).
14. *Bouffard D.*, *Wüest A.* Convection in Lakes. *Annual Review Fluid Mech*anics. 2019, 51, 189–215. doi:10.1146/annurev-fluid-010518–040506
15. *Cortés A.*, *Fleenor W.E.*, *Wells M.G.*, *de Vicente I.*, *Rueda F.J.* Pathways of river water to the surface layers of stratified reservoirs. *Limnology and Oceanography*. 2014, 59, 233–250. doi:10.4319/lo.2014.59.1.0233

16. *Baines P.G.* Mixing in flows down gentle slopes into stratified environments. *Journal of Fluid Mechanics*. 2001, 443, 237–270.
17. *Villermaux E.* Mixing Versus Stirring. *Annual Review Fluid Mech*anics. 2019, 51, 245–273. doi:10.1146/annurev-fluid-010518-040306
18. *Kupriyanova A.E.*, *Gritsenko V.A.* Sinking patches of salt water on a slope of bottom surrounded by fresh water: dynamics and structural features of density front propagation up the slope. *Journal of oceanological research*. 2022, 50(2), 106–124. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(2).5
19. *Volkova A.A.*, *Gritsenko V.A.* Features of the circulation arising while sinking from the surface of a finite volume of water with negative buoyancy. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2019, 12(3), 26–35. doi:10.7868/S2073667319030043 (in Russian).
20. *Kupriyanova A.E.*, *Gritsenko V.A.* Laboratory and Numerical Study of the Peculiarities of Sea Surface Cooling in Coastal Waters. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021, 57, 425–434. doi:10.1134/S0001433821040186
21. *Gill A.E.* Atmosphere-Ocean Dynamics. *New York*, *Academic press*, 1982. 662 p.
22. *Barenblatt G.I.* Dynamics of turbulent patches and intrusions in a stably stratified fluid. *Izvestiya AN SSSR, Seriya Fizika i Atmosfera okeana*. 1978, 14(2), 195–206 (in Russian).
23. *Novikov E.A.* On the dynamics of vortex diffusion. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1971, 7 (10), 1087–1089 (in Russian).
24. *Zhurbas V.M.*, *Kuz'mina N.P.*, *Lozovatskii I.D.* Role of baroclinity for intrusion layering of the ocean. *Oceanology*. 1988, 28(1), 34–36.
25. *Gritsenko V.A.*, *Chubarenko I.P.* On features of structure of bottom gravity current frontal zone. *Oceanology*. 2010, 50, 28–35. doi:10.1134/S0001437010010030
26. *Ingel L.H.* Vortex motion driven by differential diffusion. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019, 55, 257–260. doi:10.1134/S0001433819020075

Об авторах

КУПРИЯНОВА Анастасия Евгеньевна, РИНЦ AuthorID: 1113993, ORCID ID: 0000-0002-2371-8352, Scopus AuthorID: 57227668900, WoS ResearcherID: ABA-7866–2021, kupriyanova_ae@mail.ru

ГРИЦЕНКО Владимир Алексеевич, доктор физико-математических наук, профессор, РИНЦ AuthorID: 59763, ORCID ID: 0000-0002-2499-6768, Scopus AuthorID: 8261739700, WoS ResearcherID: I-6043–2016, gritsenko-vl-al@mail.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-2

УДК 551.554

© *К. Л. Егоров*[1], *К. Ю. Булгаков*[2]*, 2023

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский проспект, д. 98
[2]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр-т, д. 36
*bulgakov.kirill@gmail.com

ВЛИЯНИЕ ВЕТРОВЫХ ВОЛН НА ФОРМИРОВАНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ ДИНАМИЧЕСКИ ГЛАДКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Статья поступила в редакцию 25.10.2023, после доработки 17.11.2023, принята в печать 30.11.2023

Аннотация

Одним из факторов проявления влияния ветровых волн на вертикальное распределение параметров в турбулентном приводном слое атмосферы является создаваемый волнами дополнительный поток импульса. В известных исследованиях, связанных с моделированием и анализом проявлений волнового потока импульса, волновая поверхность считается динамически шероховатой, так что эффектами молекулярной вязкости пренебрегается. В настоящей работе выполнена оценка проявления волновых потоков импульса при скоростях ветра, при которых волновая поверхность океана может считаться как динамически гладкая. Используются некоторые известные теоретические положения и экспериментальные результаты работ, связанных с изучением структуры потока над динамически гладкой поверхностью. Анализируется и устанавливается связь между безразмерной толщиной вязкого слоя и безразмерной шероховатостью гладкой поверхности. Формируются уравнения движения с учётом проявления трёх факторов: молекулярных, турбулентных и волновых потоков импульса. Описываются модели, основанные на данных уравнениях. Обсуждается выбор постоянных коэффициентов, которые задаются в расчетах с данной моделью. Приводятся отдельные результаты расчётов и анализ вертикальных профилей скорости ветра и зависимости коэффициента трения от скорости ветра при различных условиях ветрового волнения.

Ключевые слова: волновой приводный слой, вязкость, поток импульса, профиль скорости ветра, коэффициент сопротивления

© *K. L. Yegorov*[1], *K. Yu. Bulgakov*[2]*, 2023

[1]Russian State Hydrometeorology University, 98 Malookhtinsky Pr., St. Petersburg, 195196, Russia
[2]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia
*bulgakov.kirill@gmail.com

WIND WAVES IMPACT ON THE VELOCITY IN WAVE BOUNDARY LAYER IN THE CONDITION OF DYNAMICALLY SMOOTH SURFACE

Received 25.10.2023, Revised 17.11.2023, Accepted 30.11.2023

Abstract

One of the factors of wind wave impact on vertical distributions in atmosphere surface layer is the flux of momentum produced by the wave-produced fluctuations. Wave surface are supposed to be a dynamically rough and effects of the molecular viscosity are neglected. In this paper impact of wave momentum fluxes with values of wind velocity which lead to dynamically smooth ocean surface is estimated. The well-known theoretical aspects and results of experimental research are applied. Dependence of dimensionless thickness of viscosity layer on dimensionless roughness of smooth surface is analyzed. The equations of motion are formed taking into account the manifestation of three factors: molecular, turbulent and wave momentum flux. The models based on these equations are described.

Ссылка для цитирования: *Егоров К.Л.*, *Булгаков К.Ю.* Влияние ветровых волн на формирование скорости ветра в приводном слое атмосферы в условиях динамически гладкой поверхности // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 18–31. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-2
For citation: *Yegorov K.L.*, *Bulgakov K.Yu.* Wind Waves Impact on the Velocity in Wave Boundary Layer in the Condition of Dynamically Smooth Surface. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 18–31. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-2

The choice of constant coefficients that are set in calculations with this model is considered. Results of calculations and analysis of vertical profiles of wind speed and the dependence of the drag coefficient on wind velocity under various wave age.

Keywords: wave boundary layer, viscosity, momentum flux, wind profile, drag coefficient

1. Введение

Частью комплексной задачи взаимодействия прилегающих к поверхности вода-воздух пограничных слоев атмосферы и океана является задача определения вертикального профиля скорости ветра в пограничном слое атмосферы над океаном. В формировании профиля ветра и, как следствие, в его динамическом воздействии на поверхность океана, заметную роль могут играть гравитационные поверхностные волны. Возможными элементами участия волнения в общем процессе взаимодействия являются два фактора. Одним из них является, отмеченный ещё в работах [1–3], формирующийся в приповерхностном слое и направленный к поверхности волновой поток импульса. Другим возможным проявлением влияния волнения, анализируемом в работах [4, 5], является вклад энергии вертикальных колебания частиц поверхности в формирование кинетической энергии турбулентности, её потоков в приводный слой атмосферы и прямое воздействие на коэффициент турбулентности.

Волновой поток детально исследован в работах [6–13]. Его влияние на коэффиенты сопротивления, тепло и влагообмена оценивается в работах [14–17] с помощью математических моделей. Стоит отметить, что в работах [14–16] было учтено влияние вязких напряжений на границе раздела вода-воздух для капиллярных волн.

Приведённые впоследствии в работах [9–13] анализ и оценка роли первого и второго факторов выполнены с использованием моделей, одним из параметров которых является параметр шероховатости взволнованной поверхности, определяемый известной гипотезой Чарнока [18]:

$$z_0 = m_g \frac{u_*^2}{g}, \tag{1}$$

где u_* — динамическая скорость, g — ускорение свободного падения, m_g — безразмерная константа.

Целью данной работы является анализ влияния потоков волнового импульса на вертикальный профиль ветра и коэффициент сопротивления над динамически гладкой поверхностью. Их формирование в этом случае существенно зависит от молекулярной вязкости среды. Динамические свойства таких поверхностей при моделировании динамики потока над ними иногда также характеризуется параметром шероховатости z_0 с сохранением условия равенства нулю скорости на этом уровне $u\big|_{z=z_0} = 0$.

Применение теории подобия для анализа сопротивления жёсткой неподвижной поверхности при воздействии воздушного потока приводит к зависимости параметра шероховатости от числа Рейнольдса шероховатости и определяемой соотношением из [3]:

$$z_0 = h_s f(\mathrm{Re}_s), \tag{2}$$

где h_s — средняя высота реальных выступов шероховатости поверхности, $\mathrm{Re}_S = h_S u_* / \nu$ —число Рейнольдса шероховатостей в случае гладкой поверхности, ν — кинематическиq коэффициент вязкости воздуха ($\nu \approx 1{,}3 \cdot 10^{-5}$ м^2/с).

При малых значениях числа $\mathrm{Re} << 1$ сопротивление поверхности, а значит и её параметр шероховатости не должен зависеть от реальных выступов шероховатости. Это условие и соответствует аэродинамически гладкой поверхности. Следовательно, функции $f(\mathrm{Re}_s)$ и z_0 должны иметь вид $f(\mathrm{Re}_s) \sim \mathrm{Re}_s^{-1}$ и

$$z_0 = m_\nu \frac{\nu}{u_*}, \tag{3}$$

здесь m_ν — безразмерная константа, которая по смыслу и по результатам вывода должна быть постоянной величиной в условиях неподвижной жёсткой поверхности. Известные оценки её численного значения, полученные Никурадзе в потоках в круглых трубах [19] дают среднее значение, равное $m_\nu \approx 0{,}1$, с разбросом значений в диапазоне от $m_\nu = \frac{1}{11} \approx 0{,}09$ до $m_\nu = \frac{1}{9} \approx 0{,}11$. Однако это изменение связано не с числом Рейнольдса, а с областями измерений в трубе, по которым производилось осреднение этой константы.

Никурадзе [19] принимал значение $m_\nu \approx 0{,}13$ при численном значении константы Кармана, равным $\kappa \approx 0{,}4$, как предельно возможное.

Над подвижной волновой поверхностью проявляется зависимость величины m_ν от величины $u_g^3 / (g\nu)$. Эта величина является аналогом обычного числа Рейнольдса шероховатости в условиях полностью развитого волнения. По данным Китайгородского [3] при численных значениях числа Рейнольдса $u_g^3 / (g\nu) \le 50$ величина m_ν сохраняет постоянное среднее значение $m_\nu = 0{,}11$.

Введение этого параметра обеспечивает, как и в случае полностью шероховатой поверхности, формирование логарифмического профиля скорости ветра при нейтральной стратификации в области высот, где влияние молекулярной вязкости пренебрежимо мало.

Такая параметризация влияния вязкости была принята в работе [20] при моделировании вертикальной структуры динамических характеристик приводного слоя с учётом наличия волновых потоков импульса. Однако в случае моделирования процессов в приводном слое при наличии волнения динамически гладкой поверхности использование «уровня шероховатости» в качестве одного из определяющих параметров задачи представляется не вполне корректным. При такой параметризации в расчётах волновых потоков импульса не учитываются особенности вертикальных профилей скорости ветра в чисто вязком слое и в буферном, переходном от вязкого к турбулентному, подслое.

В настоящей работе мы основывались на приведённых выше положениях о постоянстве коэффициента m_ν. Однако, как показано ниже, при выборе того или иного численного значения m_ν из приведённого диапазона его изменений $0{,}09 < m_\nu < 0{,}13$ необходимо соблюдать соответствие с численным значением константы a_ν в формуле для толщины вязкого слоя $h_\nu = a_\nu \nu / u_*$.

2. Постановка задачи

В данной работе используется модель с введением непосредственного участия молекулярной вязкости в динамике формирования профиля скорости ветра в приводном слое атмосферы при наличии волнения. В область интегрирования соответствующих уравнений кроме турбулентной области включен чисто вязкий слой, в котором профиль скорости формируется только действием молекулярной вязкости. Во внешней, по отношению к вязкому слою, области (буферный слой) профиль скорости определяется совместным влиянием молекулярной вязкости и усиливающейся с удалением от подстилающей поверхности ролью турбулентного обмена. Исследованиям приповерхностного слоя в такой постановке над твёрдой подстилающей поверхностью посвящено достаточно много экспериментальных [21–23] и теоретических [24, 25] исследований. Обзор некоторых результатов этих работ приведён в книгах Монин А.С., Яглом А.М. [26] и Хинце [27]. В настоящей работе используются некоторые теоретические положения и экспериментальные результаты этих работ для моделирования профиля ветра в приводном слое атмосферы над динамически гладкой волновой поверхностью моря и расчёта ветрового коэффициента трения с учётом волнового потока импульса.

При записи уравнений будем полагать, что исследуемые характеристики воздушного потока соответствуют условиям стационарности и горизонтальной однородности, а динамические процессы вблизи поверхности раздела в пределах приводного слоя рассматриваются без учета силы Кориолиса.

Результаты расчётов, выполненных в такой постановке (далее описывается как модель 1) сравниваются с соответствующими результатами, выполненными по модели (далее — модель 2) с параметрическим учётом влияния вязкости введением параметра шероховатости (3) динамически гладкой поверхности.

3. Основные уравнения

3.1 Модель 1

Полный удельный вертикальный поток горизонтального количества движения в слое выше вязкого подслоя, но с проявлением эффектов вязкости и волнового импульса, в соответствии с известными положениями, изложенными в работах [1–3, 24, 25], представляется в виде суммы вязкого напряжения τ_ν, турбулентного напряжения Рейнольдса τ_t и потока импульса, индуцируемого волнами τ_w. Для стационарных условий в приводном слое атмосферы выполняется требование постоянства по вертикали полного горизонтального потока количества движения, так что

$$\tau_\nu + \tau_t + \tau_w = \text{const} = u_*^2. \tag{4}$$

с выполнением следующих условий:

$$\tau_w = 0,\ \tau_t = u_*^2 \text{ при } z \to \infty, \tag{5}$$

$$\tau_w = \tau_{w0}, \text{ при } z = 0. \tag{6}$$

u_* — динамическая скорость, соответствующая величине касательного напряжения в приводном слое вне области влияния волнового потока импульса (будем полагать, что это выполняется при $z \to \infty$),

$$\tau_\nu = \nu \frac{du}{dz}, \quad \tau_t = k \frac{du}{dz}. \tag{7}$$

Следуя постановке, принятой в [24] и [25], при моделировании структуры потока вблизи твёрдой стенки с учётом совместного проявления молекулярной вязкости (с кинематическим коэффициентом вязкости ν) и турбулентности, используем для коэффициента турбулентности k-модель Прандтля [28] с введением в рассмотрение турбулентного пути смешения l. Учитывая, что нижняя граница области интегрирования этой модели (с выполнением соотношения (4)) и начало отсчёта высоты, располагается на границе чисто вязкого подслоя h_ν, введём новую переменную z_1 равную

$$z_1 = z - h_\nu. \tag{8}$$

В таком случае, ограничиваясь в данной работе условиями нейтральной стратификации, дополним равенство (8) соотношениями:

$$k = l^2 \frac{du}{dz_1}, \tag{9}$$

$$l = l_0 + \kappa \cdot z_1 = \kappa\left(z_1 + \kappa^{-1} l_0\right). \tag{10}$$

Здесь $\kappa \approx 0{,}4$ постоянная Кармана, l_0 значение пути смешения на нижней границе буферного слоя, которое по модели Майлса [25] может отличаться от нуля и составлять некоторую долю δ толщины вязкого подслоя, определяемой равенством:

$$h_\nu = a_\nu \frac{\nu}{u_*}, \tag{11}$$

так что:

$$l_0 = \delta \cdot h_\nu = \delta \cdot a_\nu \frac{\nu}{u_*}. \tag{12}$$

Очевидно, что численное значение δ должно составлять долю от постоянной Кармана $\kappa \approx 0{,}4$ и не превышать её величины. Численное значение постоянной a_ν согласно экспериментальным данным, обобщённым в работах [26, 27], имеет диапазон 5,0–7,0.

Введение новой переменной

$$\tilde{z} = z_1 + \kappa^{-1} l_0 = z - \left(1 - \kappa^{-1}\delta\right) \cdot h_\nu, \quad d\tilde{z} = dz_1 = dz, \quad l_0 = \delta \cdot h_\nu = \delta \cdot a_\nu \frac{\nu}{u_*}, \tag{13}$$

с использованием соотношений (7)–(9) позволяет записать уравнение (4) в виде:

$$\kappa^2 \tilde{z}^2 \left(\frac{du}{d\tilde{z}}\right)^2 + \nu \frac{du}{d\tilde{z}} = u_*^2 - \tau_w(\tilde{z}). \tag{14}$$

Решение квадратного уравнения (14) относительно сдвига скорости с учётом её положительного значения запишется в виде:

$$\frac{du}{d\tilde{z}} = \frac{u_*}{\kappa \tilde{z}} \sqrt{1 - \frac{1}{u_*^2}\left(\tau_w(\tilde{z}) - \left(\frac{\nu}{2\kappa\tilde{z}}\right)^2\right)} - \frac{\nu}{2\kappa^2 \tilde{z}^2}. \tag{15}$$

Соотношение (14) отражает явную зависимость вертикального градиента скорости от молекулярной вязкости и волнового потока импульса и позволяет получить в явном виде зависимость от высоты коэффициента турбулентности.

$$k\left(\tilde{z}\right) = \kappa u_* \tilde{z} \sqrt{1 - \frac{1}{u_*^2}\left(\tau_w(\tilde{z}) - \left(\frac{\nu}{2\kappa\tilde{z}}\right)^2\right)} - \frac{\nu}{2}, \tag{16}$$

$$\tilde{z} = z_1 + z_*, \quad z_* = \delta \frac{a_\nu \nu}{\kappa u_*}. \tag{17}$$

Для определения волнового потока импульса, входящего в исследуемые зависимости, будем использовать интегральное соотношение, предложенное в работе [29], которое будет приведено ниже.

Интегрирование уравнения (15) от $z_1 = 0$ даёт соотношение для расчёта вертикального профиля скорости, её значения на высоте 10 метров (далее u_{10}) и коэффициента сопротивления поверхности.

Максимальное возможное значение величины z_* соответствует толщине вязкого слоя. При $u_* = 0{,}05$ и $a_\nu = 6{,}0$ равно $z_* \approx 0{,}02$. Это означает, что уже для высот более чем 2 м с достаточной точностью можно принимать равенство $\tilde{z} = z_1$:

$$u(\tilde{z}) = \frac{u_*}{\kappa}\int_{z_*}^{\tilde{z}} \sqrt{1 - \frac{1}{u_*^2}\left(\tau_w(\tilde{z}) - \left(\frac{\nu}{2\kappa\tilde{z}}\right)^2\right)}\frac{d\tilde{z}}{\tilde{z}} - \frac{\nu}{2\kappa^2}\left(z_*^{-1} - \tilde{z}^{-1}\right) + u_0. \tag{18}$$

Значение скорости при $z_1 = 0$ соответствует скорости на внешней границе чисто вязкого слоя и, согласно выполнению в нём равенства

$$\nu\frac{du}{d\tilde{z}} = u_*^2 - \tau_w(\tilde{z}),$$

определяется соотношением:

$$u_0 = \frac{u_*^2 - \tau_w(z)}{\nu}h_\nu = a_\nu u_*\left(1 - \frac{\tau_w(z)}{u_*^2}\right). \tag{19}$$

При $z \to \infty$ (выше слоя влияния волн) соотношения (15) и (16) приобретают вид, соответствующий положениям полуэмпирической теории Монина-Обухова [26] для приземного слоя атмосферы над твёрдой шероховатой поверхностью:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z}, \quad k(z) = \kappa u_* z. \tag{20}$$

3.2 Модель 2

В этой модели из рассмотрения исключаются чисто вязкий слой и переходный буферный подслой, а влияние вязкости учитывается введением параметра шероховатости z_0, численное значение которого соответствует параметру шероховатости динамически гладкой поверхности и определяется формулой (3).

Уравнение и граничные условия запишутся в виде:

$$\kappa^2\tilde{z}^2\left(\frac{du}{d\tilde{z}}\right)^2 = u_*^2 - \tau_w(\tilde{z}), \tag{21}$$

$$u = 0 \text{ при } \tilde{z} = z_0$$

Это приводит к расчётной формуле:

$$u(\tilde{z}) = \frac{u_*}{\kappa}\int_{z_*}^{\tilde{z}} \sqrt{1 - \frac{\tau_w(\tilde{z})}{u_*^2}}\frac{d\tilde{z}}{\tilde{z}}. \tag{22}$$

3.3 Волновые потоки

Для расчета τ_t используется аппроксимация волнового потока импульса из [29], полученная на основе двумерной модели ВПС, объединенной с конформной моделью потенциальных волн:

$$\tau_w(z) = \int_0^{\omega_M}\int_{-\pi}^{\pi} \omega^2\beta(\Omega)S(\omega,\theta)\exp\left(-G(\tilde{\omega})\frac{\omega^2 z}{g}\right)d\omega d\theta, \tag{23}$$

где Ω — кажущаяся (т.е. вычисленная по направлению ветра) безразмерная частота, которая рассчитывается по формуле:

$$\Omega = \omega u(z_{\lambda/2})\cos(\theta)/g, \tag{24}$$

$$z_{\lambda/2} = \left(\frac{\pi g}{\omega^2}\right). \tag{25}$$

Для мнимой части бета функции используется следующая аппроксимация, полученная в [29] и корректированная в [17]:

$$\beta = \begin{cases} \beta_0 + a_0(\Omega - \Omega_0) + a_1(\Omega - \Omega_0)^2 & \Omega_0 < \Omega \\ \beta_0 + a_0(\Omega - \Omega_0) - a_1(\Omega - \Omega_0)^2 & \Omega < \Omega_0 \end{cases}, \tag{26}$$

где $a_0 = 0{,}02277$, $a_1 = 0{,}09476$, $\beta_0 = -0{,}02$, $\Omega_0 = 0{,}58$,
G-функция определяется как:

$$G = 0{,}985 + 0{,}4(\tilde{\omega})^{0{,}81}, \tag{27}$$

$$\tilde{\omega} = \frac{\Omega}{\Omega_p}. \tag{28}$$

Ω_p — кажущаяся частота, приходящаяся на пик спектра, рассчитывается по формуле (24) с подстановкой в неё ω_p — параметра, который определяется из формы спектра и который будет описан ниже.

3.4 Волновой спектр

Данная работа направлена на создание схемы параметризации волнового пограничного в совместных моделях атмосферы, океана и ветрового волнения. Для иллюстрации здесь используется спектр JONSWAP [30]:

$$S(\omega,\theta) = S_J(\omega) D(\tilde{\omega},\theta), \tag{29}$$

где $S_J(\omega)$ — одномерный спектр, $D(\theta)$ — функция, описывающая угловое распределение плотности потенциальной энергии.

$$S_J(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left(-1{,}25\tilde{\omega}^{-4}\right)\gamma^{\Gamma}, \tag{30}$$

где $\Gamma = 3{,}3$, α — коэффициент, зависящий от $\Omega_n = u(H)/c_p$ [17]:

$$\alpha = 0{,}01\Omega_n^{0{,}66}, \tag{31}$$

Γ — функция $\tilde{\omega}$:

$$\Gamma = \exp\left(\left(\frac{\tilde{\omega} - 1}{\sqrt{2}\sigma}\right)^2\right), \tag{32}$$

где

$$\sigma = \begin{cases} 0{,}7 & \tilde{\omega} < 1 \\ 0{,}9 & \tilde{\omega} \geq 1 \end{cases}. \tag{33}$$

Известно, что аппроксимация JONSWAP при малых значениях обратного возраста волны $\Omega_n < 1{,}5$ примерно в полтора раза завышает максимальное значение спектра по сравнению со спектром Пирсона-Московитца [31] для развитого волнения:

$$S_P(\omega) = 0{,}0081 g^2 \omega^{-5} \exp\left(1{,}25\tilde{\omega}^{-4}\right). \tag{34}$$

Комбинированный спектр $S(\omega)$, учитывающий асимптотическое поведение спектра (30), может быть получен линейной комбинацией S_J и S_P:

$$S(\omega) = WS_P + (1 - W)S_J, \tag{35}$$

где $W = \exp(-15(\Omega_n - \Omega_m))$, где $\Omega_m = 0{,}855$ — предельный обратный возраст волн. Угловое расширение спектра $D(\tilde{\omega},\theta)$ предложено Донеланом [32]:

$$D(\omega,\theta) = 0{,}5B(\tilde{\omega})\mathrm{sech}(B(\tilde{\omega})\theta)\bar{D}^{-1}. \tag{36}$$

где $\bar{D}^{-1}$ — множитель, обеспечивающий $\sum_{\theta} D = 1$, а $B(\tilde{\omega})$ — функция:

$$B(\omega) = \begin{cases} 1{,}24 & \tilde{\omega} < 0{,}56 \\ 2{,}61\tilde{\omega}^{1{,}3} & 0{,}56 \leq \tilde{\omega} \leq 0{,}95 \\ 2{,}28\tilde{\omega}^{-1{,}3} & 0{,}95 < \tilde{\omega} \end{cases}. \tag{37}$$

Форма спектра зависит от единственного параметра — Ω_n,

$$\Omega_n = \frac{u_{10}}{c_p}, \tag{38}$$

где c_p — фазовая скорость пика волнового спектра.

Частота максимума ω_p определяется формулой

$$\omega_p = \Omega_n g/u(H). \tag{39}$$

Стоит отметить, что динамически гладкая поверхности формируется при условиях слабого ветра (не более 5–7 м/с). При таких скоростях ветра в условиях развивающихся волн спектр может частично или полностью экстраполироваться в область коротких волн ($\Omega_n > 6\ \omega_p > 35$ с$^{-1}$ согласно [3]). Поэтому эксперименты были ограничены значением $\Omega_m = 3$. При таком возрасте волны $u_{10} = 1$ м/с, $\omega_p = 29$ с$^{-1}$, при таком значения частоты пика спектра, энергонесущая его часть находится в равновесном интервале.

3.5. Численная реализация

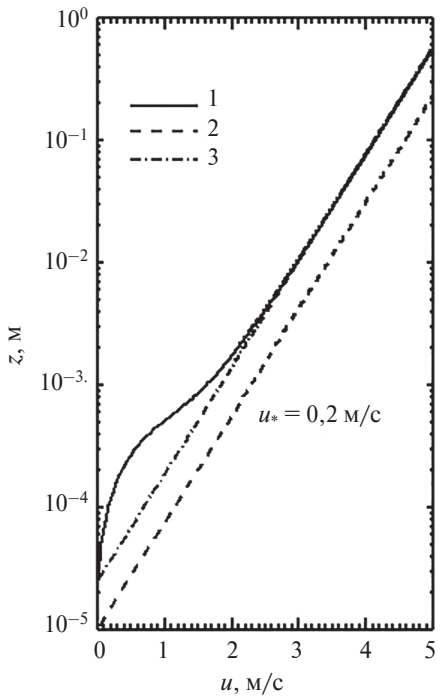
Уравнения (18) и (22) интегрировались методом прямоугольников на сетке с неравномерным шагом $\Delta z_{i+1} = \gamma_z \Delta z_i$. Нижний шаг принимался равным толщине вязкого подслоя и рассчитывался по формуле (11). Коэффициент γ_z итерационно подбирался таким образом, чтобы высота нижней границы последнего уровня была равна 10 метрам. При общем числе уровней 100 данный коэффициент принимал значения в диапазоне от 1,025 до 1,035 в зависимости от динамической скорости.

Верхний предел интегрирования (23) определялся частотно-угловой сеткой, в которой задавался спектр. По частоте использовалась растянутая сетка, аналогичная сетке по высоте. Первый шаг принимался равным $\Delta\omega_1 = 0{,}1\omega_p\Omega_n$. Каждый следующий шаг увеличивался на величину 1,03, всего было 100 шагов. По направлениям использовалась равномерная сетка с разрешением по углу 4 градуса.

Расчеты проводились итерационно. На первой итерации волновые потоки для обеих моделей полагались равными 0, таким образом получались профили скорости ветра для отсутствия волн. На следующей итерации по полученной скорости рассчитывался волновой спектр и волновые потоки, после чего опять рассчитывались профили скорости. Далее итерации повторялись, пока максимальное значение абсолютной разницы между профилями скорости на соседних итерациях не было равно 0,01 процента от значения скорости.

4. Результаты численных расчётов и их анализ

4.1 Соотношение между численными значениями констант в двух моделях без учёта влияния волнения



Предварительные результаты расчётов вертикальных профилей скорости, полученные без учёта влияния волнового потока импульса по двум изложенным выше моделям с использованием обозначенных выше численных значений константы $a_\nu = 5$ в формуле (11) для толщины вязкого слоя и константы $m_\nu = 0{,}11$ в формуле (3) для величины шероховатости динамически гладкой поверхности, приведены на рисунке 1; линия 1 соответствует профилю скорости по модели с вязким подслоем, линия 2 — модели с использованием параметра шероховатости.

Видно, что значения скорости, полученные по разным моделям на высотах выше вязкого и буферного слоёв в области логарифмических зависимостей, различаются между собой от 20 до 50 процентов. Это является следствием того, что использованные численные значения констант $a_\nu = 5$ $m_\nu = 0{,}11$ получены авторами при анализе экспериментальных данных, не связанных между собой.

Рис. 1. Вертикальные профили скорости ветра по двум моделям без учёта влияния волнового потока импульса

Fig. 1. Wind velocity profiles evaluated by the models without taking into account wave produced momentum flux

Корректное сравнение результатов расчётов с использованием формул (18) (модель 1) и (23) (модель 2) требует соблюдения соответствия между экспериментальной константой a_ν и константой m_ν. Их численные значения согласно данным различных работ [23, 24] даже в экспериментах над песочной неподвижной поверхностью колеблются в определённых диапазонах. Так, приведённые численные значения для константы a_ν меняются от 5 до 7, а для константы m_ν в диапазоне 0,09–0,13. Очевидно, что численное значение константы m_ν должно соответствовать выбранному при расчётах численному значению константы a_ν.

На высотах, много больших толщины вязкого подслоя, решения для безразмерных скоростей для обеих моделей должны быть равны. Выполнение такого условия и должно накладывать требование на соответствие между численными значениями константы m_ν в модели 2 и константами a_ν и δ в модели 1.

Установим такое соответствие используя решения для скоростей ветра при отсутствии волновых потоков импульса для обеих моделей.

Соответствующие решения выражаются явными аналитическими зависимостями, в безразмерных переменных имеющими вид:

Модель 1:

$$u_n(h_{n2})_1 = \ln\frac{2h_{n2}}{\tilde{l}_{on} + \sqrt{1+\tilde{l}_{on}^2}} - \left(1 - \frac{\sqrt{1+\tilde{l}_{on}^2} - 1}{\tilde{l}_{on}}\right) + u_{on}, \tag{40}$$

$$u_{on} = \kappa a_\nu.$$

Модель 2:

$$u_n\left(h_{n2}\right)_2 = \ln\frac{h_{n2}}{z_{on}},\ z_{on} = 2\mathrm{k}\cdot m_\mathrm{n}, \tag{41}$$

$$z_n = \frac{\tilde{z}\cdot\nu}{2\kappa\cdot u_*},\ u_n = \frac{u\cdot\kappa}{u_*}. \tag{42}$$

Равенство соотношений (40) и (41) приводит к результату, отражающему соответствие между численными значениями экспериментальных констант:

$$m_\nu = M\cdot\exp(-p), \tag{43}$$

$$M = \frac{2a_\nu\delta + \sqrt{1+(2a_\nu\delta)^2}}{4\kappa},\ \ p = \left[\kappa\cdot a_\nu - \left(1 - \frac{\sqrt{1+\left(2a_\nu\delta\right)^2} - 1}{2a_\nu\delta}\right)\right]. \tag{44}$$

При δ = 0:

$$m_\nu = \frac{1}{4\kappa}\cdot\exp\left\lfloor -(\kappa\cdot a_\nu - 1)\right\rfloor. \tag{45}$$

Результаты расчётов приведены в таблице 1 и на рисунке 2.

Таблица

Table

Соответствие численных значений констант в моделях с вязким подслоем без учёта волновых потоков импульса

Correspondence of numerical values of constants in models with a viscous sublayer without taking into account pulse wave fluxes

Эксперимент	δ	a_ν	a_ν
1	0	5	0,259
2	0,1	5	0,303
3	0	6	0,169
4	0,1	6	0,218
5	0	6,7	0,126
6	0,1	6,7	0,162
7	0	7,0	0,112
8	0,1	7,0	0,152

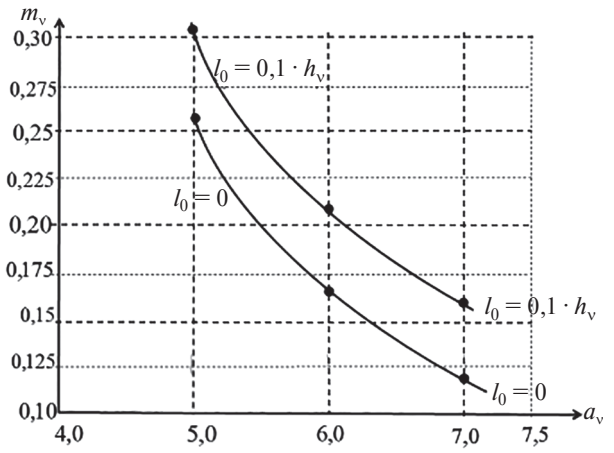


Рис. 2. Зависимость безразмерной шероховатости динамически гладкой поверхности m_v от безразмерной толщины вязкого подслоя a_v при двух значениях начального пути смешения на границе вязкого подслоя l_0

Fig. 2. Dependence of nondimensional roughness parameter of dynamically smooth surface on nondimensional thickness of viscous sublayer at two values of the initial mixing length at the boundary of the viscous sublayer

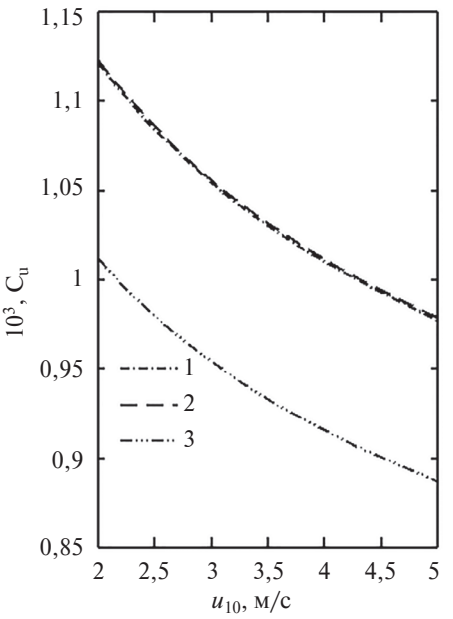


Рис. 3. Зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра на высоте 10 м

Fig. 3. Dependence of drag coefficient of 10 meter wind velocity

Использование рекомендованного Майлсом [22] отличного от нуля начального значения турбулентного пути смешения l_0 как дополнительного параметра модели 1 приводит к изменению соответствия численных значений констант m_v и a_v. Этот вывод отражён в таблице 1 и на рисунке 2.

На рисунке 1 добавлена прямая линия 3, отражающая чисто логарифмический профиль скорости по модели с введением параметра шероховатости с соблюдением соответствия численных значений констант $m_v = 0{,}259$ и $a_v = 5$ при $l_o = 0$.

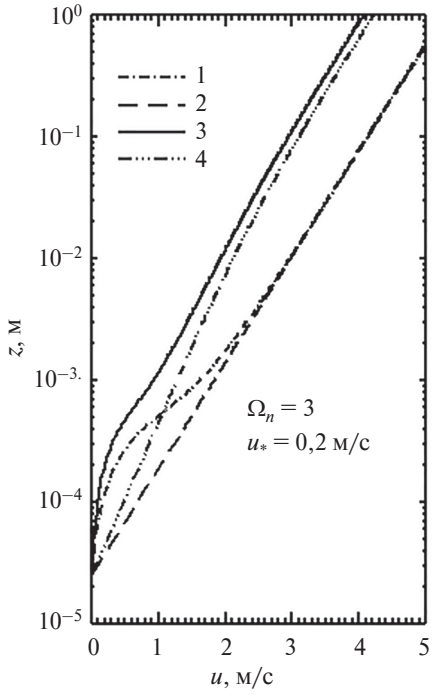


Рис. 4. Профили скорости ветра

Fig. 4. Wind velocity profiles

Необходимость согласования численных значений констант m_v и a_v следует и из рисунке 3, на котором представлены зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра на высоте 10 метров. На рисунке практически совпадающие кривые 1 и 2 соответствуют моделям 1 и 2 при согласованных численных значениях констант $m_v = 0{,}259$ и $a_v = 5$. Значительно отличающаяся от них кривая 3 соответствует модели с безразмерным параметром шероховатости $m_v = 0{,}11$.

4.2. Результаты численных расчётов с учётом волновых потоков импульса

На рисунке 4 представлены вертикальные профили ветра, полученные по моделям 1 и 2 без учёта волновых потоков импульса (кривые 1 и 2) и при учёте волновых потоков импульса (кривые 3 и 4). Кривые соответствуют следующим условиям: линия 1 — модель без волновых потоков с вязким подслоем, линия 2 — модель без волновых потоков с параметром шероховатости, линия 3 — модель с вязким подслоем и волновыми потоками, линия 4 — модель с шероховатостью и волновыми потоками.

Скорость ветра под влиянием волнового потока импульса на фиксированных высотах при равных значениях динамической скорости имеет величину меньшую, чем скорость ветра на тех же высотах, полученной без учёта волнения. Процесс накопления этого различия растёт с высотой в основном в пределах нескольких

десятков сантиметров над уровнем условного параметра шероховатости и для приведённого примера достигает величины в 1,5 м/с. Очевидно, что уменьшение скорости при том же значении динамической скорости должно приводить к увеличению коэффициента сопротивления.

Зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра при различных комбинациях внешних параметров приведены на рис. 5, *а* и *б*.

На рисунке 5 различные линии соответствуют следующим условиям: 1 — модель с вязким подслоем без волн, 2 — модель с шероховатостью без волн, 3 — модель с вязким подслоем и развитыми волнами (обратный возраст волны — 0,855), 4 — модель с вязким подслоем и молодыми волнами (обратный возраст волны — 3), 5 — модель с шероховатостью (константа подбиралась, значения в таблице) и развитыми волнами (обратный возраст волны — 0,855), 6 — модель с шероховатостью (константа подбиралась, значения в таблице) и молодыми волнами (обратный возраст волны — 3), 7 — модель с шероховатостью (константа $m_\nu = 0{,}11$) и развитыми волнами (обратный возраст волны — 0,855), 8 — модель с шероховатостью (константа $m_\nu = 0{,}11$) и молодыми волнами (обратный возраст волны — 3), 9 — модель с шероховатостью (константа $m_\nu = 0{,}11$) без волн.

На рис. 5 кривые 1 и 2, а также 9, построенные при принятой в расчётах комбинации констант δ, m_ν и a_ν (в таблице 1 — эксперимент 1), соответствуют нормальному, подтверждаемому различными данными наблюдений, уменьшению коэффициента сопротивления динамически гладкой поверхности с увеличением скорости ветра при отсутствии волнения. Влияние волновых потоков импульса для принятой в расчётах комбинации (в таблице δ, m_ν и a_ν 1 — эксперимент 1) отражено на кривых 4 и 6 (3 и 5). Как видно, характер зависимости коэффициента сопротивления изменяется с переходом от стадии уменьшения при малых значениях скорости ветра (2–3 м/с) к последующему росту с наибольшей скоростью роста в условиях ранней стадии развития волн ($\Omega_n = 3$). Этот участок кривой с возрастанием коэффициента сопротивления характерен для полностью динамически шероховатых поверхностей, параметр шероховатости которых в условиях волнения моделируется формулой Чарнока (смотри, например, [1], рис. 4.18). В параметризации Чарнока заложен возрастающий характер сопротивления поверхности при увеличении скорости ветра $\left(z_0 \sim C_u u_{10}^2\right)$.

В представленной работе подстилающая поверхность априори принимается динамически гладкой. Кривая 6 построена по модели, в которой параметр шероховатости обратно пропорционален динамической скорости, и при отсутствии волнения сопротивление поверхности при условии постоянства величины m_ν может только уменьшаться с увеличением скорости ветра. Кривая 4 соответствует модели с вязким

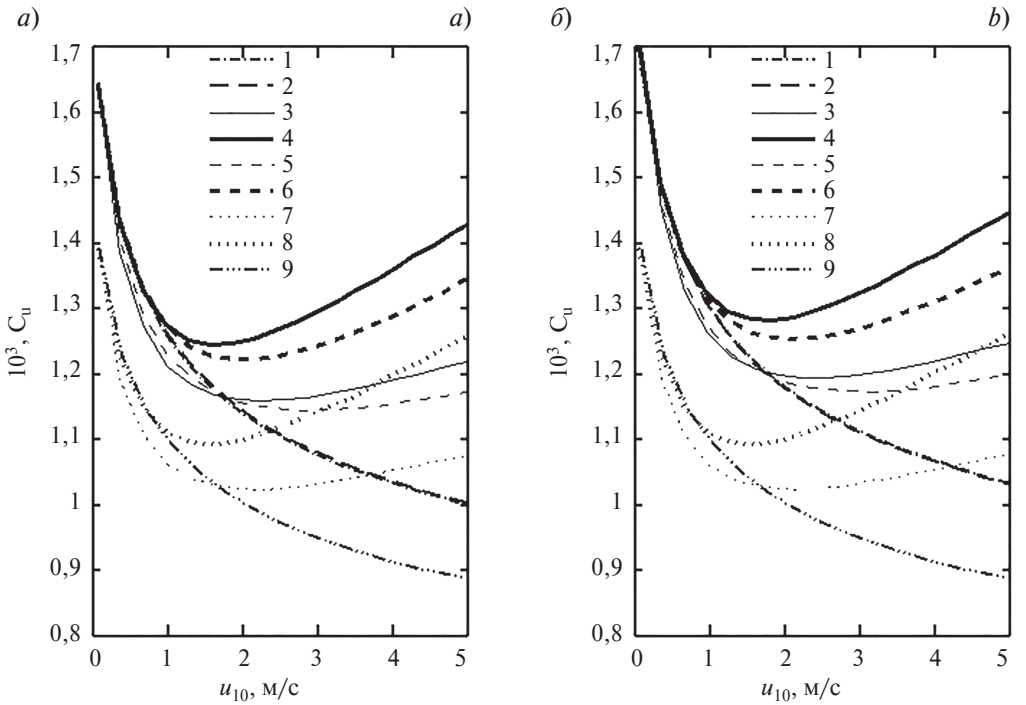


Рис. 5. Примеры зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра: *а* — $l_0 = 0$; *б* — $l_0 = 0{,}1 \cdot h_\nu$

Fig. 5. Dependence of drag coefficient on wind velocity: *a* — $l_0 = 0$; *b* — $l_0 = 0.1 \cdot h_\nu$

и буферным слоями, и в ней вообще не используется величина, характеризуемая как «параметр шероховатости». Наблюдаемый на этих кривых участок роста в зависимости коэффициента сопротивления обусловлен направленными к поверхности волновыми потоками импульса, постепенно усиливающимися с увеличением скорости ветра. Роль этого фактора возрастает с увеличением скорости ветра и, наконец, становится преобладающим.

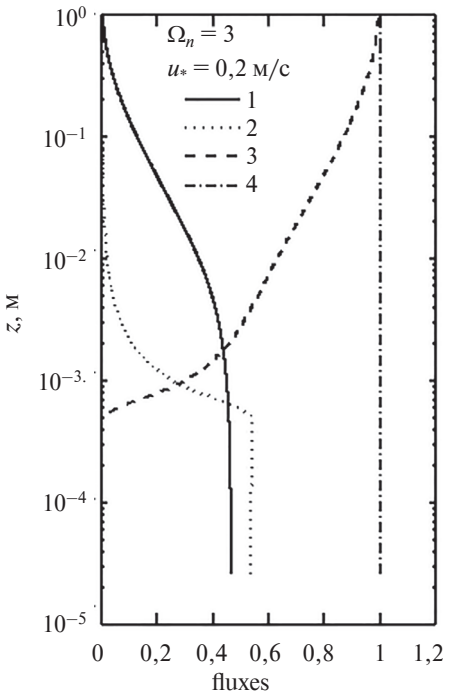


Рис. 6. Вертикальные профили потоков импульса

Fig. 6. Momentum flux vertical profiles

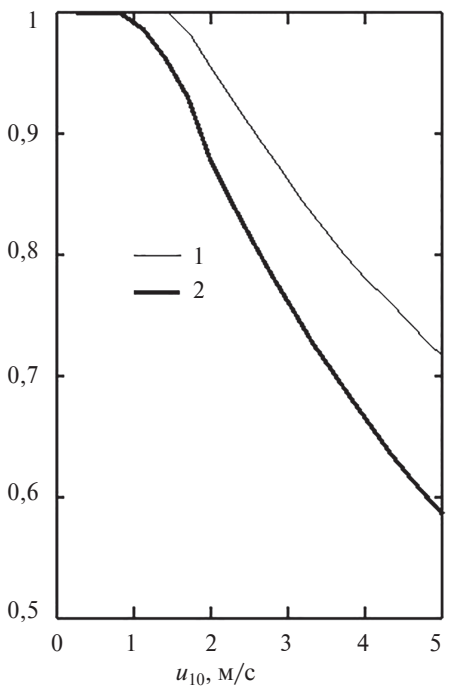


Рис. 7. Зависимость τ_ν / u_*^2 от скорости ветра

Fig. 7. Dependence of τ_ν / u_*^2 on wind velocity

Следует отметить также и расхождение между собой кривых 4 и 6 (а также 3 и 5) по мере увеличения скорости ветра. Этот факт даёт основание предположить существование зависимости параметра m_ν от скорости ветра. С учётом зависимости волновых потоков импульса от ускорения свободного падения, зависимость параметра m_ν от характеристик потока и волнения может быть записана в более универсальной форме: $m_\nu = f\left(u_{10}^3 / (g\nu)\right)$.

Сравнение кривых 4 и 3 свидетельствует о зависимости безразмерного параметра шероховатой поверхности m_ν от стадии развитя волнения. Заметное различие в представленных зависимостях наблюдается также при различных значениях начальной величины турбулентного пути смешения $l_0 = 0$ на рис. 5, *а* и $l_0 = 0{,}1 \cdot h_\nu$ на рис. 5, *б*.

Построение таких зависимостей может быть одним из вопросов в последующих исследованиях, касающихся моделирования динамики приводного слоя.

Наблюдаемая на рис. 5 зависимость коэффициента сопротивления от обратного возраста волны качественно согласуется с результатами наблюдений, приведенными в [33, 34].

На рисунке 6 показано вертикальное распределение потоков, нормированных на значение турбулентного потока на верхней границе рассматриваемой области. Линия 1 — волновой поток импульса, линия 2 — молекулярный поток импульса, линия 3 — турбулентный поток импульса, линия 4 — сумма всех потоков.

Как видно из рисунка, в вязком подслое (приблизительно до высоты 0,0004 м) суммарный поток импульса складывается из молекулярного и волнового, которые для данного возраста волн приблизительно равны. В буферном подслое (примерно от 0,0004 м до 0,01 м) возникает турбулентный поток, который увеличивается с высотой, при этом молекулярный поток резко уменьшается, становясь практически равным 0 на верхней границе буферного подслоя. Волновой поток в этой области также уменьшается, но гораздо медленнее. Выше буферного подслоя продолжается рост турбулентного потока и уменьшение до 0 волнового потока. Также на рисунке показано, что сумма всех потоков не меняется с высотой, что подтверждает работоспособности предложенной модели.

На рисунке 7 показана зависимость отношения вязкого напряжения на поверхности к общему потоку импульса от скорости ветра. Линяя 1 соответствует эксперименту с обратным возрастом волны — 3 (молодые волны), линия 2 — с возрастом волны равным 0,855 (развитые волны). Видно, что при увеличении скорости ветра доля вязкого напряжения в суммарном потоке уменьшается. В развитом волнение доля вязких напряжений больше, чем в молодых волнах.

5. Заключение

Проведённые исследования позволяют сделать следующий вывод: при моделировании вертикальной структуры характеристик приводного слоя атмосферы в условиях динамически гладкой

поверхности с учётом проявления эффектов волнения можно исключить из области интегрирования вязкий и буферный слои, заменив их влияние на процессы во внешней области введением параметра шероховатости лишь при соблюдении соответствия между численными значениями безразмерных величин δ, m_ν и a_ν с очевидной их зависимостью от стадии развития волн.

Финансирование

Результаты исследований выполнены в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021–0014).

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment No. FMWE-2021–0014.

Литература

1. *Филлипс О.М.* Динамика верхнего слоя океана / Пер. с англ. М.: МИР, 1969. 267 с.
2. *Miles J.W.* A note on the interaction between surface waves and wind profiles // Journal of Fluid Mechanics. 1965. Vol. 22, N 4. P. 823–827. doi:10.1017/S0022112065001167
3. *Китайгородский С.А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 280 с.
4. *Егоров К.Л.* Оценка влияния волнения на динамическую структуру приводного слоя атмосферы // Известия АН СССР. Серия Физика атмосферы и океана. 1984. № 12. С.1183–1185.
5. *Yegorov K.L.* Asymptotic behaviour of a turbulent mixing path near a wave layer // Soviet Journal of Physical Oceanography. 1990. Vol. 1, N 6. P. 513–517. doi:10.1007/BF02197009
6. *Chalikov D.V.* Numerical simulation of wind-wave interaction // Journal of Fluid Mechanics 1978. Vol. 87. P. 561–582. doi:10.1017/S0022112078001767
7. *Chalikov D.V.* Numerical simulation of the boundary layer above waves // Boundary-Layer Meteorology. 1986. Vol. 34. P. 63–98. doi:10.1007/BF00120909
8. *Chalikov D.* The parameterization of the wave boundary layer // Journal of Physical Oceanography. 1995. Vol. 25. P. 1333–1349. doi:10.1175/1520-0485(1995)025<1333: TPOTWB>2.0.CO;2
9. *Ефимов В.В.* О структуре поля скорости ветра в приводном слое атмосферы и передача энергии ветра морским волнам // Известия АН СССР. Серия Физика атмосферы и океана. 1970. № 10. С. 1043–1058.
10. *Kline P.*, *Coantic. M.* A numerical study of turbulent processes in the marine upper layer // Journal of Physical Oceanography. 1981. N 11. P. 849–863. doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0849: ANSOTP>2.0.CO;2
11. *Ефимов.В.В.* Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. Киев: Наукова думка, 1981. 256 с.
12. *Galperin B.* et. al. Modeling rotating stratified turbulent flows with application to oceanic mixed layers // Journal of Physical Oceanography. 1989. Vol. 19. P. 901–916. doi:10.1175/1520-0485(1989)019<0901: MRSTFW>2.0.CO;2
13. *Boum E.*, *Caponi E.* Modeling the effects of buoyancy on the evolution of geophysical boundary layers // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. I. C10. P. 15513-15527. doi:10.1029/92JC01715
14. *Makin V.K.*, *Kudryavtsev V.N.* Coupled sea surface-atmosphere model. Part 1. Wind over waves coupling // Journal of Geophysical Research. 1999. Vol. 104, I. C4, P. 7613–7623. doi:10.1029/1999JC900006
15. *Kudryavtsev V.N.*, *Makin, V.K., Chapron B.* Coupled sea surface-atmosphere model. Part 2. Spectrum of short wind waves // Journal of Geophysical Research. 1999. Vol 104, I. C4, P. 7625–7639. doi:10.1029/1999JC900005
16. *Kudryavtsev V.*, *Chapron B.*, *Makin V.* Impact of wind waves on the air-sea fluxes: A coupled model // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2014. Vol. 119. P. 1217–1236, doi:10.1002/2013JC009412
17. *Чаликов Д.В.*, *Булгаков К.Ю.* Структура приводного слоя атмосферы // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 2. С. 50–65 doi:10.7868/S2073667319020072
18. *Charnock H.* Wind stress on a water surface // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1955. Vol. 81. P. 639–640. doi:10.1002/qj.49708135027
19. *Nikuradse J.* 1933 Str¨omungsgesetze in rauhen Rohren // Tech. Rep. 361. Forsch. Arb. Ing.Wes., English transl. Laws of flow in rough pipes, NACA TM 1292
20. *Булгаков К.Ю.*, *Фокина. К.В.* Моделирование приводного слоя с параметризацией стратификации и элементов влияния ветрового волнения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика 2021. Т. 14, № 2. С. 3–16. doi:10.7868/S2073667321020015
21. *Reichardt H.* Vorträge aus dem Gebiet der Aero- und Hydrodynamik. Über das Messen turbulenter Längs- und Querschwankungen // Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik. 1938. Vol. 18. P. 358–361. doi:10.1002/zamm.19380180605

22. Reichardt H. Vollständige Darstellung der turbulenten Geschwindigkeitsverteilung in glatten Leitungen // Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik. 1951. Vol. 31. N 7. P. 208–219. doi:10.1002/zamm.19510310704
23. *Laufer J.* The structure of turbulence in fully developed pipe flow // Natl. Advisory Comm. Aeronaut. Tech. Repts. 2954. 1954.
24. *Rotta J.* Das in Wandnähe gültige Geschwindigkeitsgesetz turbulenter Strömungen // Ingenieur-Archiv. 1950. Vol. 18. P. 277–280. doi:10.1007/BF00536743
25. *Miles J.W.* On the velocity profile for turbulent flow near a smooth wall // Journal of the Aeronautical Sciences. 1957. Vol. 24, N 9. P. 704.
26. *Монин А.С.*, *Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Часть 1. М.: Наука, 1965. 639 с.
27. *Хинце И.О.* Турбулентность. М.: Физматгиз, 1963. 680 с.
28. *Prandtl L.* Bericht uber Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz // Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik. 1925. Vol. 5, N 2. P. 136–139. doi:10.1007/978-3-662-11836-8_57
29. *Chalikov D.*, *Rainchik S.* Coupled numerical modelling of wind and waves and the theory of the wave boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2010. Vol. 138, I. 1. P. 1–41. doi:10.1007/s10546-010-9543-7
30. *Hasselmann K.*, *Barnett R.P.*, *Bouws E.* et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint Sea Wave Project (JONSWAP). Deutsches Hydrogr. Inst. 1973. 95 p.
31. *Pierson W.J.*, *Moscowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // Journal of Geophysical Research. 1964. Vol. 69, Iss. 24. P. 5181–5190. doi:10.1029/JZ069i024p05181
32. *Donelan M.A.* Air-sea interaction // The Sea. 1990. Vol. 9. P. 239–292.
33. *Donelan M.* The dependence of the aerodynamic drag coefficient on wave parameter // Proc. First Int. Conf. on Meteorol. and Air-Sea Interaction of the Coastal Zone? The Hague, Amer. Meteor. Soc., 1982. P. 381–387.
34. *Babanin A.V.*, *Makin V.K.* Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study // Journal of Geophysical Research. 2008. Vol. 113. C02015. doi:10.1029/2007JC004233

References

1. *Phillips O.M.* The dynamics of the upper ocean. *Cambridge University Press*, 1966, 319 p. doi:10.1088/0031-9112/18/5/015
2. *Miles J.W.* A note on the interaction between surface waves and wind profiles. *Journal of Fluid Mechanics*. 1965, 22 (4), 823–827. doi:10.1017/S0022112065001167
3. *Kitaygorodsky C.A.* Physics of air -sea iteraction. *Leningrad*, *Gidrometeoizdat*, 1970. 280 p. (in Russian).
4. *Yegorov K.L.* Estimation of wave impact on dynamic structure of wave boundary layer of atmosphere. *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*. 1984, 12, 1183–1185 (in Russian).
5. *Yegorov K.L.* Asymptotic behaviour of a turbulent mixing path near a wave layer. *Soviet Journal of Physical Oceanography*. 1990, 1, 513–517. doi:10.1007/BF02197009
6. *Chalikov D.V.* Numerical simulation of wind-wave interaction. *Journal of Fluid Mechanics*. 1978, 87, 561–582. doi:10.1017/S0022112078001767
7. *Chalikov D.V.* Numerical simulation of the boundary layer above waves. *Boundary-Layer Meteorology*. 1986, 34, 63–98. doi:10.1007/BF00120909
8. *Chalikov D.* The parameterization of the wave boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*. 1995, 25, 1333–1349. doi:10.1175/1520-0485(1995)025<1333: TPOTWB>2.0.CO;2
9. *Yephimov V.V.* About structure of wind velocity field in the wave boundary layer and energy transpher from wind to waves. *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*. 1970, 10, 1043–1058 (in Russian).
10. *Kline P.*, *Coantic M.* A numerical study of turbulent processes in the marine upper layer. *Journal of Physical Oceanography*. 1981, 11, 849–863. doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0849: ANSOTP>2.0.CO;2
11. *Yephimov V.V.* Dymamic of wave process in boundary layers of atmosphere and ocean. *Kyev*, *Naukova Dumka*, 1981. 256 p. (in Russian).
12. *Galperin B.* et. al. Modeling rotating stratified turbulent flows with application to oceanic mixed layers. *Journal of Physical Oceanography*. 1989, 19, 901–916. doi:10.1175/1520-0485(1989)019<0901: MRSTFW>2.0.CO;2
13. *Boum E.*, *Caponi E.* Modeling the effects of buoyancy on the evolution of geophysical boundary layers. *Journal of Geophysical Research*. 1992, 97 (C10), 15513–15527. doi:10.1029/92JC01715
14. *Makin V.K.*, *Kudryavtsev V.N.* Coupled sea surface-atmosphere model. Part 1. Wind over waves coupling. *Journal of Geophysical Research*. 1999, 104(C4), 7613–7623. doi:10.1029/1999JC900006
15. *Kudryavtsev V.N.*, *Makin, V.K.*, *Chapron B.* Coupled sea surface-atmosphere model. Part 2. Spectrum of short wind waves. *Journal of Geophysical Research*. 1999, 104(C4), 7625–7639. doi:10.1029/1999JC900005

16. *Kudryavtsev V.*, *Chapron B.*, *Makin V.* Impact of wind waves on the air-sea fluxes: A coupled model. *Journal of Geophysical Research*: *Oceans*. 2014, 119, 1217–1236. doi:10.1002/2013JC009412
17. *Chalikov D.V.*, *Bulgakov K. Yu.* The structure of surface layer above sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2019, 12(2), 50–65. doi:10.7868/S2073667319020072 (in Russian).
18. *Charnock H.* Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1955, 81, 639–640. doi:10.1002/qj.49708135027
19. *Nikuradse J.* Str¨omungsgesetze in rauhen Rohren. *Tech. Rep*. 361. *Forsch. Arb. Ing.Wes*. 1933.
20. *Bulgakov K. Yu.*, *Fokina K.V.* Modeling the Surface Layer above Sea with Parameterization of Stratification and the Elements of the Wind Waves Influence. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14(2), 3–16. doi:10.7868/S2073667321020015 (in Russian).
21. *Reichardt H.* Vorträge aus dem Gebiet der Aero- und Hydrodynamik. Über das Messen turbulenter Längs- und Querschwankungen. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*. 1938, 18, 358–361. doi:10.1002/zamm.19380180605
22. *Reichardt H.* Vollständige Darstellung der turbulenten Geschwindigkeitsverteilung in glatten Leitungen. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*. 1951, 31 (7), 208–219. doi:10.1002/zamm.19510310704
23. *Laufer J.* The structure of turbulence in fully developed pipe flow Natl. *Advisory Comm. Aeronaut. Tech. Repts*. 2954, 1954.
24. *Rotta J.* Das in Wandnähe gültige Geschwindigkeitsgesetz turbulenter Strömungen Ingenieur-Archiv. 1950, 18, 277–280. doi:10.1007/BF00536743
25. *Miles J.W.* On the velocity profile for turbulent flow near a smooth wall. *Journal of the Aeronautical Sciences*. 1957, 24(9), 704.
26. *Monin A.S.*, *Yaglom A.M.* Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence. Vol. 1. *Cambridge*, *M.I.T. Press*, 1971. 770 p. doi:10.1119/1.10870
27. *Hince I.O.* Turbulence. *Moscow*, *Physmatgiz*, 1963. 680 p. (in Russian).
28. *Prandtl L.* Bericht uber Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*. 1925, 5(2), 136–139. doi:10.1007/978-3-662-11836-8_57
29. *Chalikov D.*, *Rainchik S.* Coupled numerical modelling of wind and waves and the theory of the wave boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*. 2010, 138(1), 1–41. doi:10.1007/s10546-010-9543-7
30. *Hasselmann K.*, *Barnett R.P.*, *Bouws E.* et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsches Hydrogr. Inst.* 1973. 95 p.
31. *Pierson W.J.*, *Moscowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*. 1964, 69(24), 5181–5190. doi:10.1029/JZ069i024p05181
32. *Donelan M.A.* Air-sea interaction. *The Sea*. 1990, 9, 239–292.
33. *Donelan M.* The dependence of the aerodynamic drag coefficient on wave parameter // *Proc. First Int. Conf. on Meteorol. and Air-Sea Interaction of the Coastal Zone*? *The Hague*, *Amer. Meteor. Soc.*, 1982, 381–387.
34. *Babanin A.V.*, *Makin V.K.* Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study. *Journal of Geophysical Research*. 2008, 113, C02015. doi:10.1029/2007JC004233

Об авторах

ЕГОРОВ Кирилл Леонидович, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 1006011, ORCID ID: 0009-0004-9623-7666, k-yegorov@mail.ru

БУЛГАКОВ Кирилл Юрьевич, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 168662, ORCID ID: 0000-0001-8779-965X, Scopus AuthorID: 55270509900, WoS ResearcherID: R-7744–2016, bulgakov.kirill@gmail.com

DOI 10.59887/2073–6673.2023.16(4)-3

УДК 551.463.8

© *И. А. Исаченко*[1,2]*, *И. М. Краев*[1], *Д. А. Сергеев*[1], 2023

[1]Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук»,
603950, Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46.
[2]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр-т, д. 36
*isatchenko@gmail.com

ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ НА ОСЕДАНИЕ И ДРЕЙФ ЧАСТИЦ МИКРОПЛАСТИКА: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Статья поступила в редакцию 14.03.2023, после доработки 18.10.2023, принята в печать 30.11.2023

Аннотация

Исследованы траектории и средние скорости оседания и дрейфа частиц микропластика под воздействием поверхностных гравитационных волн и течения в жидкости конечной глубины. Эксперименты проводились в линейном ветроволновом канале, в котором создавались различные условия волнопродуктором и воздействием воздушного потока на поверхность воды. Использовались частицы различной формы (изометрические, плоские, сферические). В работе приводится краткое описание основанных на анализе размерностей подходов, применяемых при исследовании переноса микропластика в условиях поверхностного волнения. На основе этого дается характеристика режимов волнения и наборов экспериментальных частиц. Частицы имеют конечные скорости оседания в неподвижной жидкости в диапазоне 1,0–3,8 см/с. Значения конечных скоростей оседания в неподвижной жидкости получены экспериментально и могут представлять самостоятельный интерес. Получены и проанализированы траектории оседания 13-ти типов частиц в четырех режимах волнения. Средняя скорость оседания частиц в присутствии волн слабо отличается (по *t*-критерию Уэлча с условием $p < 0{,}05$) от конечной скорости оседания в неподвижной жидкости, что согласуется с другими работами. Результаты указывают на то, что средняя горизонтальная скорость (дрейфа) следует средней скорости течения. Присутствие ветра усиливает горизонтальный перенос из-за усиления дрейфового течения и резко увеличивает дисперсию частиц.

Ключевые слова: микропластик, лабораторный эксперимент, поверхностные гравитационные волны, ветровые волны, скорость оседания, скорость дрейфа, лагранжев период, дисперсия частиц

© *I. A. Isachenko*[1,2]*, *I. M. Kraev*[1], *D. A. Sergeev*[1], 2023

[1]Federal Research Center A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, 46 Ulyanova Street, Nizhny Novgorod, 603950, Russia
[2]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia
*isatchenko@gmail.com

EFFECT OF SURFACE WAVES ON SETTLING AND DRIFTING OF MICROPLASTIC PARTICLES: A LABORATORY EXPERIMENT

Received 14.03.2023, Revised 18.10.2023, Accepted 30.11.2023

Abstract

Particle trajectories and average settling and drift velocities of microplastic particles under wave action were studied in a linear wind-wave channel. A wave-maker and an airflow above the water surface created various hydrodynamic conditions. Particles of various shapes (isometric, flat, elongated) were used. The paper provides a brief overview of the theoretical approaches (dimensional analysis) used to study the transport of microplastics in the presence of surface waves and currents. Based on this, a characteristic of wave regimes and sets of experimental particles is given. Terminal settling velocities of the particles in a quiet fluid are 1.0–3.8 cm/s. They were obtained experimentally and may be of independent interest. The settling trajectories of 13 types of

Ссылка для цитирования: *Исаченко И.А.*, *Краев И.М.*, *Сергеев Д.А.* Влияние поверхностного волнения на оседание и дрейф частиц микропластика: лабораторный эксперимент // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 32–44. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-3
For citation: *Isachenko I.A.*, *Kraev I.M.*, *Sergeev D.A.* Effect of Surface Waves on Settling and Drifting of Microplastic Particles: A Laboratory Experiment. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 32–44. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-3

particles in 4 wave regimes were obtained and analyzed. According to Welch's *t*-criterion ($p < 0.05$), the average particle settling rate in the presence of waves differs slightly from the terminal settling velocity, which is consistent with other works. The results indicate that the average horizontal (drift) velocity follows the velocity of the mean current. The presence of wind enhances horizontal transport due to the induction of drift current and drastically increases particle dispersion.

Keywords: microplastics, surface gravity waves, wind waves, settling rate, drift velocity, excess Lagrangian period, particle dispersion

1. Введение

На сегодняшний день является общепризнанной проблема загрязнения вод Мирового океана частицами микропластика (МП, < 5 мм), угрожающими здоровью человека и равновесию экосистем. Существенным источником морского МП является постепенное разрушение крупных фрагментов пластикового мусора, а также частей береговых сооружений с образованием так называемого вторичного МП. Эффективным механизмом образования вторичного МП может быть механическое истирание осадками и фрагментация в зоне набегания и обрушения волн, особенно в штормовых условиях. Таким образом, наряду с изучением непосредственно механизмов фрагментации пластика, актуальной проблемой является теоретическое описание и моделирование потоков МП в, из и внутри прибрежной зоны моря. Сложность исследования данной проблемы связана, среди прочего, с тем, что перенос МП в прибрежной зоне морей и океанов, как и других частиц, определяется воздействием множества факторов, таких как поверхностные волны, течения, колебания уровня моря, турбулентность, ориентация береговой линии к направлениям ветра и подхода волн и др. Параметры самих частиц также играют немалую роль. Так, в условиях интенсивного ветрового перемешивания в приповерхностном слое частицы с различной скоростью всплытия в среднем оказываются на различной глубине [1]. Вместе с тем скорость стоксового дрейфа в самом верхнем слое выше, чем в более глубоких слоях, поэтому более крупные частицы мезопластика могут переноситься в сторону берега эффективнее, чем МП [2]. Результаты численного моделирования переноса водорослей в прибрежной зоне показали [3], что существенным фактором для выброса на берег как изначально плавучих, так и тонущих частиц, является включение в расчет увеличения скорости оседания частиц под действием турбулентности [4]. Лабораторные эксперименты [5–6] указывают на изменение скорости оседания МП под действием поверхностных гравитационных волн. Таким образом, выявление закономерностей влияния различных факторов, в том числе параметров поверхностного волнения, на процесс оседания частиц МП в жидкости конечной глубины будет способствовать более полному описанию транспорта и аккумуляции МП в прибрежной зоне.

Лабораторные исследования показывают, что скорость оседания частиц МП различной формы (сферы, цилиндры, диски) может меняться под действием поверхностного волнения как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения в зависимости от числа Рейнольдса частиц и их формы [5]. Так, сферы (диаметр 3 мм, удельная плотность $\rho_p/\rho_f = 1{,}02$) оседали быстрее, чем в спокойной жидкости (2,6 см/с); диски (диаметр 7 мм, высота 1,2 мм, $\rho_p/\rho_f = 1{,}005$) оседали приблизительно с той же скоростью, что и в спокойной жидкости (0,9 см/с) вплоть до некоторого числа Рейнольдса и быстрее после; цилиндры (диаметр 0,9 мм, высота 6,8 мм, $\rho_p/\rho_f = 1{,}01$) оседали медленнее, чем в спокойной жидкости (0,9 см/с) при малых числах Рейнольдса, и быстрее при больших. Увеличение скорости оседания более мелких сферических частиц (диаметр 0,15–0,64 мм, $\rho_p/\rho_f = 1{,}2$) в условиях волнения по отношению к скорости оседания в спокойной жидкости (0,5–1,7 см/с) также было зафиксировано в экспериментах [6]. Оседание на дно частиц МП различных размеров и форм (диски, длинные цилиндры и изометрические цилиндры, с размером в диапазоне 1–7 мм), в условиях одновременного действия поверхностных волн и течения, исследовались в экспериментах Кларк с соавторами [7]. Была проанализирована эффективность рассеивания частиц, отпускаемых из фиксированной точки под поверхностью воды, в толще воды волнением и течением на основе регистрации точек касания ими дна и показано, что при наличии волнения частицы рассеиваются сильнее, и это нельзя объяснить одним лишь влиянием увеличенной дистанции дрейфа на пространственную неоднородность точек касания. Модификация поля волнения и течений под воздействием ветра может также повлиять на транспорт МП, однако наблюдение за МП в этих условиях сопряжено со значительными трудностями, и на данный момент в литературе представлены только качественные результаты исследования зон накопления МП в прибрежной зоне под воздействием волн и ветра [8].

Цель данной работы заключалась в изучении влияния волн на процесс оседания и дрейфа МП, а именно: описание характера оседания МП на качественном уровне при различных условиях поверхностного волнения и измерение средней скорости частиц. Для этого были проведены лабораторные эксперименты, в ходе которых отслеживались траектории оседания частиц МП в различных гидродинамических условиях, создаваемых в гидродинамическом канале как за счет одного только волнопродуктора с различной частотой

колебаний, так и при совместном действии волнопродуктора и воздушного потока. Впервые выполнены лабораторные измерения скоростей частиц МП, оседающих в условиях нерегулярного волнения (в т.ч. с обрушением), модифицированного воздействием ветра над поверхностью воды. Результаты могут быть использованы при разработке численных моделей переноса МП.

2. Характерные масштабы и безразмерные числа для описания процесса переноса МП в условиях волнения

Рассматривается процесс оседания частиц разной (несферической) формы в условиях поверхностного волнения в жидкости конечной глубины при наличии среднего течения и ветра. Предполагается, что частицы инерционные, т.е. характерное время их приспособления к изменению скорости жидкости (τ_p, с) конечно и не может считаться пренебрежимо малым. Взаимное влияние частиц не учитывается, поскольку предполагается достаточно малая концентрация частиц в жидкости, как это обычно характерно для МП в водной толще и у поверхности. Исследуемыми (определяемыми) величинами являются средняя скорость оседания и скорость дрейфа частицы. В табл. 1 приводится список основных определяющих параметров задачи. Размер частиц характеризуется эквивалентным сферическим диаметром (D_p, м), определяемым как диаметр сферы того же объема, что и рассматриваемая частица, и может быть вычислен согласно выражению:

$$D_p = (6/\pi)^{1/3}(d_a d_b d_c)^{1/3}, \tag{1}$$

где d_a, d_b и d_c — наибольший, средний и наименьший размер частицы (м), если все экспериментальные частицы приближенно являются прямоугольными параллелепипедами.

Размер и плотность частицы влияют на τ_p. Они вместе с формой частицы и параметрами жидкой среды определяют ее скорость оседания в спокойной жидкости (w_{sq}, м/с), которая также может быть использована для оценки времени приспособления $\tau_p = w_{sq} / g$, позволяя ранжировать частицы МП по инерционности [9]. Скорость w_{sq} может быть оценена, исходя из параметров частиц и жидкости по известным эмпирическим зависимостям [10–11], что применялось для МП, например, в работе [9] вместо непосредственного измерения w_{sq}. Однако при исследовании влияния волнения на скорость оседания целесообразно экспериментально измерять w_{sq} используемых частиц, чтобы исключить влияние неточностей эмпирических формул, особенно в случае частиц, форма которых сильно отличается от сферической [12]. При непосредственном измерении w_{sq} и указанных в начале раздела предположениях допустимо приближенно оценить удельную плотность (ρ_p/ρ_f) МП по скорости оседания, поскольку в этом случае она является лишь диагностической величиной. Измерение плотности МП с хорошей точностью может понадобиться для оценок потоков массы, но это выходит за рамки настоящей работы.

Предполагается, что для приближенных оценок параметров поверхностных гравитационных волн допустимо применение дисперсионного соотношения:

$$\omega^2 \approx g\, k\, \mathrm{th}(kh), \tag{2}$$

где $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число (рад/м), λ — длина волны (м), $\omega = 2\pi/T$ — циклическая частота (рад/с), h — глубина жидкости (м).

Таблица 1

Table 1

Основные размерные параметры

Significant dimensional parameters

Обозначение	Ед. измерения	Описание
D_p	м	Эквивалентный сферический диаметр / Масштаб длины частицы
ρ_f	кг/м^3	Плотность воды
ρ_p	кг/м^3	Плотность частицы
ν	м^2/с	Кинематическая вязкость
g	м/с^2	Ускорение свободного падения
w_{sq}	м/с	Конечная скорость оседания в неподвижной жидкости
h	м	Глубина течения (канала)
U	м/с	Средняя скорость течения (по результатам измерений)
A	м	Амплитуда волны (изм.). $H = 2A$ — высота волны
T	с	Период волны

Таким образом, имеем 9 независимых друг от друга определяющих размерных параметров (D_p, ρ_f, ν, g, w_{sq}, h, U, A, T), среди которых 3 с независимыми размерностями, из которых можно составить 6 независимых безразмерных величин. Рассмотрим безразмерные параметры, характеризующие процесс движения (оседания) МП в толще воды в условиях волнения.

Число Архимеда

$$\mathrm{Ar} = gD_p^3(\rho_p - \rho_f)/(\rho_f\nu^2) \tag{3}$$

используется в качестве безразмерного диаметра частицы, в частности, в формулировке эмпирического выражения для терминальной скорости оседания частицы [10]. Режим обтекания частицы и коэффициент гидродинамического сопротивления зависят от числа Рейнольдса частицы Re_p. Чаще всего его определяют, используя w_{sq} в качестве масштаба разности скоростей частицы и окружающей ее жидкости:

$$\mathrm{Re}_p = w_{sq}D_p/\nu. \tag{4}$$

Для частиц МП с размерами от 0,5 до 5 мм характерны значения $1 < \mathrm{Re}_p < 10^3$. Такие частицы при оседании в неподвижной жидкости имеют тенденцию разворачиваться таким образом, чтобы гидродинамическое сопротивление было наибольшим, а также демонстрируют различные вторичные движения (вращение, регулярные колебания) [13]. Эти эффекты могут оказывать влияние на транспорт частиц в условиях волнения [5, 14]. Для более детального исследования эффектов ориентации несферических частиц в работе [14] предложено использовать сдвиговое число Рейнольдса в виде:

$$\mathrm{Re}_s = ka(z)\,\omega\, d_a^2/\nu, \tag{5}$$

где $k\,a(z)$ — безразмерный вертикальный сдвиг скорости, определяемый исходя из линейной теории, как

$$ka(z) = kA\sinh[k\,(z + h)]/\sinh(kh), \tag{6}$$

и z — текущая глубина (м), с точкой отсчета ($z = 0$) на невозмущенной поверхности воды.

При исследовании неустановившегося движения частиц в жидкости часто вводится отношение характерных временных масштабов движений частицы и жидкости, или число Стокса, определяемое на основе характерного периода волнения следующим образом:

$$\mathrm{St} = \tau_p/\tau_w = (w_{sq}/g)/T. \tag{7}$$

При $\mathrm{St} << 1$ частицы следуют движениям жидкости. Для МП характерны значения $\mathrm{St} < 1$. В лабораторных условиях для МП был характерен диапазон чисел Стокса $0{,}012 < \mathrm{St} < 0{,}062$ [9] и $0{,}023 < \mathrm{St} < 0{,}363$ [6]. Оценки St в представленных в настоящей работе экспериментах дают диапазон $6\ 10^{-4}$–$3\ 10^{-3}$. Для тех же частиц в натурных условиях St может быть еще меньше, вследствие много больших достижимых T. Насколько известно авторам, пока не найдены закономерности переноса МП в условиях волнения, связанные с числом Стокса.

Рядом исследователей предложены иные наборы безразмерных параметров, не включающие число Стокса. В частности, для описания процесса переотложения частиц МП в прибрежной зоне применялось число Дина в виде $\Omega = H_{SW}/(T_0 w_{sq})$, где H_{SW} — высота значительных волн (м), а T_0 — пиковый период (с) [15], которое часто используется в качестве безразмерной скорости оседания частиц в исследовании динамики морских пляжей [16]. Также применялось число Келегана-Карпентера в форме $\mathrm{K_C} = (\omega A + U)\times$ $\times(1/\omega)/D_p$ (отношение максимального смещения жидкости за один период волны к размеру частицы) [7]. В рассматриваемой в данной работе задаче частица движется в толще жидкости, при этом её траектория формируется под влиянием трех физических процессов: оседания частицы под действием силы тяжести со скоростью порядка w_{sq}, дрейфа этой частицы в горизонтальном направлении со скоростью порядка U и периодических колебаний за счет поверхностных гравитационных волн амплитудой $A = H/2$ и периодом T. Качественный характер оседания частицы (вид траектории) будет зависеть от относительного вклада этих процессов. Поэтому могут быть полезными две безразмерные комбинации: $H/(Tw_{sq})$ и $H/(TU)$, которые можно интерпретировать как отношение характерного расстояния, на которое смещаются частицы жидкости за счет волновых движений за один период T, к расстоянию, которое за это время проходит частица в вертикальном и горизонтальном направлении соответственно. Если обе эти величины больше 1, то проекция траектории частицы на вертикальную плоскость будет иметь множество самопересечений («разомкнутые эллипсы»), в противном случае можно ожидать траектории в виде волнистых кривых без самопересечений. Результаты эксперимента подтверждают правомерность такой трактовки (см. раздел 4.1).

Следуя [17], для описания режима волнения часто используется величина H/gT^2. Эту величину можно также интерпретировать как меру крутизны волны. Также важным является отношение глубины жидкости и длины волны. Следуя [9], можно использовать это отношение в форме kh. При таком выборе значения $0{,}3 < kh < 3$ соответствуют волнам, распространяющимся в жидкости промежуточной глубины.

3. Материалы и методы

3.1. Экспериментальная установка, режимы и процедура

Лабораторные эксперименты проводились на Ветроволновом термостратифицированном бассейне (ВВТСБ) ИПФ РАН (схема см. рис. 1). По сравнению с базовым вариантом [18] установка была существенно модернизирована.

Новый канал имеет увеличенную ширину 70 см. Высота аэродинамического канала увеличивается от 70 см на входе до 90 см на выходе, обеспечивая безградиентный воздушный поток вдоль всей длины по аналогии с натурными условиями. За счет установки канала в большой чаше бассейна глубиной до 170 см обычно реализуются условия глубокой воды. В настоящей работе установка фальшдна на глубине $h = 40$ см от невозмущенной поверхности позволила реализовать условия промежуточной глубины (см. значения параметра kh в табл. 2), характерные для прибрежной зоны моря. При этом канал с подводной части, как и ранее, открыт с обоих торцов, что обеспечивает отсутствие противотока.

Характеристики индуцируемых волн и течений в экспериментах определялись комбинациями параметров работы волнопродуктора (размах 20 см, период T), установленного в начале канала, и скоростью создаваемого воздушного потока U_w, м/с (см. табл. 2).

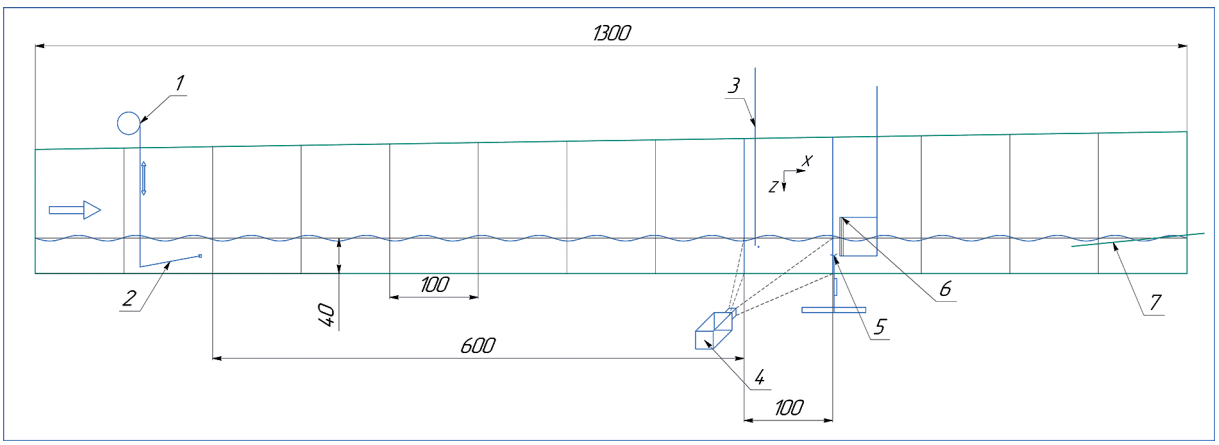


Рис. 1. Схема эксперимента: 1 — привод волнопродуктора, 2 — рабочее тело волнопродуктора, 3 — устройство для ввода частиц, 4 — обозначение камеры, снимающей вид сбоку, 5 — ADV измеритель скорости, 6 — струнный волнограф, 7 — волногаситель

Fig. 1. Scheme of the experiment: 1 — wavemaker motor, 2 — wavemaker body, 3 — particle ejection device, 4 — side view taking video, 5 — ADV velocity gauge, 6 — wire wavegauge, 7 — wave absorber

Таблица 2

Table 2

Условия экспериментов

Experimental conditions

	A, см	T, с	U_w, м/с	kh	H/gT^2	U_{ADV}, см/с
E01	4	1,7	0	0,8	0,003	1
E02	3	1,7	14,5	0,8	0,002	17
E03	9	1,2	14,5	1,3	0,013	7,5
E04	6,5	1,2	0	1,3	0,009	–1,5

Движение частиц под водой снималось сбоку со скоростью 160 кадров/с камерой в полупогруженном стеклянном боксе, расположенном внутри 8-й секции канала (6 м от волнопродуктора). Сразу за правой границей области наблюдения за частицами помещались измерительные части акустического допплеровского измерителя скорости (*ADV*) (на 20 см от дна канала) и струнного волнографа. По данным первого была восстановлена скорость течения U_{ADV}, а по записям второго восстанавливалась $H(A)$ в области наблюдения. В ходе эксперимента частицы помещались под поверхность воды по одной при помощи миниатюрного захвата, закрепленного на длинном тонком стержне. Одновременно с видеосъемкой движения частицы производилась запись показаний волногафа и *ADV*. Алгоритмы анализа траекторий, используемые в настоящей работе, наиболее надежно работают в случае, когда частица в среднем за период смещается на небольшое расстояние, поэтому случай E02 длиннопериодных волн с сильным ветровым дрейфом ($H/(TU_{ADV}) < 1$) был исключен из количественного анализа.

3.2. Экспериментальные частицы

Наборы экспериментальных частиц включали в себя частицы трёх различных форм (трёхмерные фрагменты, плоские и вытянутые). Плоские хлопья и пластины изготовлены как из жёстких (сопротивляющихся изгибам) материалов, так и из гибких (текстиль) (рис. 2). Для изготовления частиц использовались различные бытовые предметы (пластиковая тара, одноразовая посуда), а также 3D-печать. Материалы и размеры частиц подобраны так, чтобы обеспечить определённые значения скорости оседания частиц (см. табл. 3), удобные для дальнейшего сравнения и анализа. Частицы P01, P06, P07, P08, P11 изготовлены из ABS (акрилонитрил бутадиен стирол), P02, P03 — из PS (полистирол), P12, P13 — из PET (полиэтилентерефталат), P04, P05 — из пористых хозяйственных салфеток (смесь вискозы и полиэстера), P09, P10 — из хозяйственных тряпок (микрофибра).

По скоростям оседания w_{sq} частицы образуют наборы 1 см/с, 2 см/с и 3,7 см/с (см. табл. 2). В настоящей работе w_{sq} определялась экспериментально, также измерялись размеры частиц, а их плотность оценивалась косвенным путем. Измерения скорости оседания выполнялись путем замера времени, за которое частица падала 80 см в неподвижной дистиллированной воде при температуре 22 °C (описание установки см. [12]). Выборочному измерению подвергались по 10 частиц каждого типа.

В таблице 3 также приводится безразмерная удельная плотность частицы ρ_p/ρ_f. Она используется для вычисления Ar и может быть полезна при сравнении полученных результатов с другими работами. Величина ρ_p/ρ_f вычисляется из непосредственно измеряемой w_{sq} согласно эмпирической формуле [10]:

$$\log_{10}(W) = -3{,}76715 + 1{,}92944 \log_{10}(\mathrm{Ar}) - 0{,}09815 \log_{10}^2(\mathrm{Ar}) - 0{,}00575 \log_{10}^3(\mathrm{Ar}) + 0{,}00056 \log_{10}^4(\mathrm{Ar}), \quad (8)$$

где $W = \rho_f w_{sq}^3/[(\rho_p - \rho_f)g\nu]$. Поскольку в качестве характерного размера частицы взят эквивалентный сферический диаметр, то величину ρ_p, определяемую по формуле (8), следует понимать как плотность сферы, имеющей ту же терминальную скорость оседания, что и экспериментальная частица МП (а не как плотность

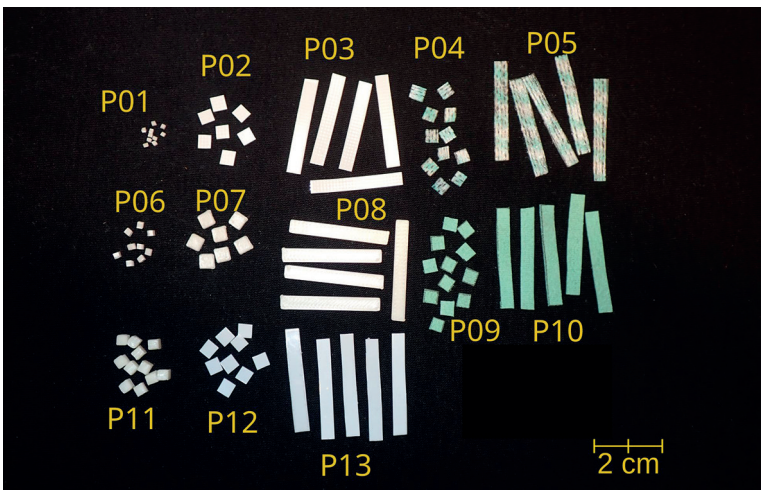


Рис. 2. Внешний вид экспериментальных частиц (обозначения — см. табл. 3)

Fig. 2. Appearance of experimental particles (for labels — see Table 3)

Таблица 3

Table 3

Параметры экспериментальных частиц

Particle parameters

	Форма	d_a, мм	d_b, мм	d_c, мм	w_{sq}, см/с	D_p, мм	ρ_p/ρ_f	Ar	Re_p
P01	Кубы	1,0	1,0	1,0	1,0 ± 0,1	1,2	1,027	447	12
P02	Пластины (жесткие)	4	4	0,1	1,26 ± 0,05	1,5	1,025	810	18
P03	Вытянутые пластины (жесткие)	28	4	0,1	1,22 ± 0,06	2,8	1,008	1798	34
P04	Пластины (гибкие)	4	4	0,1	1,06 ± 0,05	1,5	1,020	645	15
P05	Вытянутые пластины (гибкие)	30	4	0,1	1,15 ± 0,07	2,8	1,008	1658	32
P06	Кубы	1,7	1,7	1,7	2,02 ± 0,08	2,1	1,027	2426	42
P07	Пластины (жесткие)	4	4	0,8	1,93 ± 0,08	2,9	1,015	3582	56
P08	Вытянутые пластины (жесткие)	30	4	1,1	1,98 ± 0,06	6,3	1,005	11539	124
P09	Пластины (гибкие)	4	4	0,5	2,18 ± 0,07	2,5	1,023	3450	54
P10	Вытянутые пластины (гибкие)	30	4	0,5	1,96 ± 0,09	4,9	1,007	7821	95
P11	Кубы	2,9	2,9	2,9	3,7 ± 0,1	3,6	1,028	12737	132
P12	Пластины (жесткие)	4	4	0,2	3,6 ± 0,1	1,8	1,078	4415	65
P13	Вытянутые пластины (жесткие)	30	4	0,2	3,8 ± 0,2	3,6	1,030	13261	135

полимера, из которого она состоит). При расчетах принято $g = 9{,}81$ м/с^2, $\nu = 1{,}006\ 10^{-6}$ м^2/с. Оседание всех экспериментальных частиц происходит за пределами вязкого режима: Ar > 2, Re_p в диапазоне 12–135. Значение ρ_p для кубических частиц (т. е. изометрических, для которых оценки по формуле (8) наиболее близки к физическим плотностям полимеров) достаточно точно соответствует плотности пластика ABS, из которого они изготовлены, которая составляет 1,025 г/см^3 по результатам измерений методом флотации.

3.3. Процедура обработки траекторий частиц

Положение частицы на полученных фотографиях определялась полуавтоматически с использованием алгоритмов OpenCV [19]. В результате дельнейшей обработки получались зависимость координат (x, z) частицы от времени. Координата z отсчитывалась вниз от уровня невозмущенной поверхности, координата x растет вправо. Траектории сглаживались с использованием P-сплайнов [20].

Траектории, наблюдаемые в эксперименте, не являются замкнутыми поскольку совершающая периодические колебания частица движется со средней горизонтальной скоростью V_x. Период волны, определенный в фиксированной точке волнографом (T), будет отличаться от периода T_L (лагранжев период), измеряемого в системе отсчета, связанной с частицей, движущейся со скоростью V_x. Поскольку длина волны одинакова в обеих системах отсчета, то величины T, T_L, V_x и фазовая скорость волны в неподвижной системе отсчета с связаны соотношением [21]:

$$\frac{T_L - T}{T} = \frac{V_x / c}{1 - V_x / c}. \tag{9}$$

В настоящей работе дрейф частиц исследуется на основе измерений T_L. Измерение T_L, в отличие от V_x, не подвержено влиянию ошибки измерения длины пути частицы, возникающей, если частица отклоняется от осевой плоскости в направлении к наблюдателю или от него. Процедура определения T_L заключается в минимизации функционала [22]:

$$\frac{1}{T_L}\int_{t_0-T_L/2}^{t_0+T_L/2}\sqrt{\left(x(t+T_L)-x(t)-x_0\right)^2+\left(z(t+T_L)-z(t)-z_0\right)^2}\,\mathrm{d}t, \tag{10}$$

где $x(t)$, $z(t)$ — координаты частицы в момент времени t, t_0 — начальная фаза, x_0, z_0 — (неизвестные) смещения частицы за период T_L по горизонтальной и вертикальной осям. Начальная фаза варьируется для определения изменения T_L по времени и глубине. После этого скорость оседания в окрестности момента времени t_0 вычислялась как $V_z(t = t_0) = z_0/T_L$. Средняя скорость оседания частицы определяется как среднее значение этой величины по всем значениям t_0 (далее будет обозначаться просто символом V_z). Использование (10) при исследовании вертикальной скорости частиц не увеличивает точность, но позволяет унифицировать алгоритм.

4. Результаты

4.1. Общий характер оседания частиц

В каждом из 4-х гидродинамических режимов было запущено по 12–15 частиц каждого типа из тринадцати, что в общей сложности составило 630 запусков. Траектории экспериментальных частиц в режиме E01 (без ветра, рис. 2, *а*) имеют характерный вид, свойственный траекториям жидких частиц при распространении волн в направлении течения (см., например, [23]), с поправкой на постепенное оседание частицы с отрицательной плавучестью. С увеличением глубины амплитуда вертикальных волновых движений уменьшается почти до нуля. В режиме E02, который формируется той же частотой волнопродутора, что в E01, и, дополнительно, воздушным потоком, формируется сильное дрейфовое течение в направлении распространения волны так, что параметр $H/(TU) = 0{,}24 < 1$ (в качестве оценки U берется модуль U_{ADV}). В результате, траектории не имеют петель (рис. 2, *б*). Из-за особенностей алгоритма обработки и того, что в режиме E02 в рабочей зоне частицы проводили не более двух периодов волны, данный режим не подвергался дальнейшему количественному анализу. В режиме E04 (без ветра) имело место течение в направлении, противоположном распространению волн, что также проявляется на траекториях, у которых в отличие от случая E01 нижняя часть петель длиннее верхних (рис. 4). Здесь,

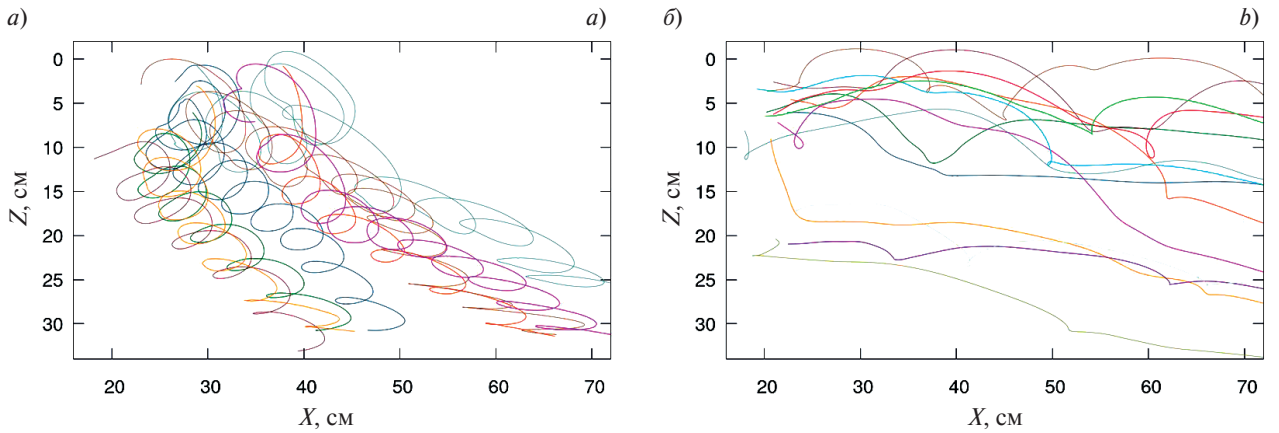


Рис. 3. Траектории частиц: *а* — примеры траекторий частиц P07 в режиме E01; *б* — пример траекторий частиц типа P07 в режиме E02

Fig. 3. Particle trajectories: *a* — P07-particle trajectories in experiment E01; *b* — P07-particle trajectories in experiment E02

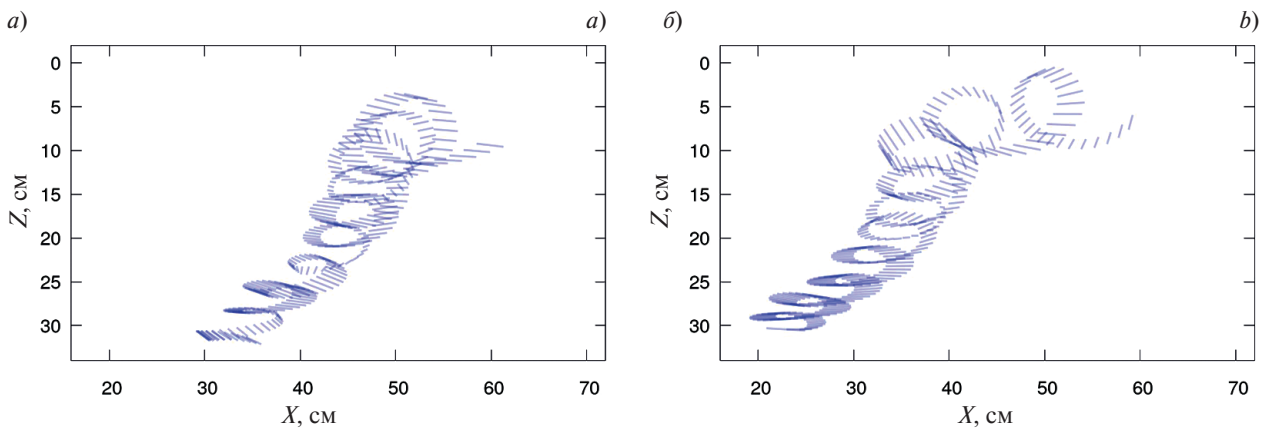


Рис. 4. Положение вытянутой частицы (тип P10 в эксперименте E04) в последовательные моменты времени. *а* и *б* — различные броски. Отрезки прямых проведены между видимыми концами частицы в одинаковые моменты времени, толщина линий выбрана произвольно и не соответствует размеру d_b

Fig. 4. Position of an elongated particle (P10 in experiment E04) at successive times. *a* and *b* — different throws. The line segments are drawn between the visible ends of the particle at the same time moments. The thickness of the lines is chosen arbitrarily and does not correspond to the d_b

как и в случае E01, течение возникает из-за особенностей режима работы волнопродуктора. В режиме E03 (эквивалентно E04 с воздействием ветра) дрейфовое течение не такое сильное, как в случае E02, сонаправлено с распространением волн с более коротким периодом, поэтому на траекториях также наблюдались петли. Вид траекторий указывает на то, что среднее течение было однонаправленным по всей глубине жидкости (в положительном направлении для экспериментов E01, E02, E03 и противоположным в эксперименте E04).

Плоские частицы (квадратные и прямоугольные пластины) не совершали хаотических вращений или переворотов, но стремились принять устойчивое положение, зависящее от фазы волны, и, вероятно, соответствующее максимальной плоскости проекции частицы на направление течения. При опускании вытянутых частиц наблюдались их вторичные движения в виде наклона длинной оси, как можно наблюдать на рис. 4. Гибкие и жесткие частицы не показали заметных отличий в характере оседания, гибкие частицы искривлялись только в начальный момента движения из выпускного устройства и, как правило, опускались в вытянутом виде. Это может быть связано с тем, что их длина, даже для вытянутых частиц (3 см), была много меньше длины волны.

4.2. Скорость оседания

Для определения влияния режима волнения и воздействия ветра на оседание частиц МП для каждой комбинации «гидродинамический режим / тип частицы» была найдена средняя скорость оседания V_z, путем нахождения среднего значения V_z по всем заснятым и успешно обработанным траекториям. Всего в анализ включено 139, 115 и 164 траектории из экспериментов E01, E03, E04, соответственно. Рисунок 5 позволяет сравнить скорости оседания частиц в неподвижной жидкости и в условиях волнения. В режиме с ветром заметна слабая тенденция к уменьшению скорости оседания вплоть до отрицательной, означающей всплытие частицы.

Для проверки или опровержения данного наблюдения была определена статистическая значимость разницы V_z с помощью t-критерия Уэлча с условием $p < 0{,}05$. Анализ показал, что только в 11-ти случаях из 39-ти имеет место значимая разница между средней скоростью оседания в неподвижной жидкости и в условиях волнения. Отличия V_z в режиме с и без ветра оказались статистически значимыми только в 2-х случаях из 13-ти, а именно, для частиц вида P06 (кубики) и P13 (пластины). Отличия V_z между режимами без ветра, но с разным периодом волнения оказались значимыми в 3-х случаях из 13-ти, а именно, для частиц P02 (квадратные хлопья из жесткого материала), P09 (квадратные хлопья из гибкого материала) и P11 (кубики). При этом отсутствует какая-либо закономерность, которая могла бы указывать на особенности оседания частиц определенной формы.

Таким образом, отличительной особенностью режима с ветром является значительна возросший разброс V_z, но при этом эксперимент не показал статистически значимых различий скоростей оседания МП в среднем.

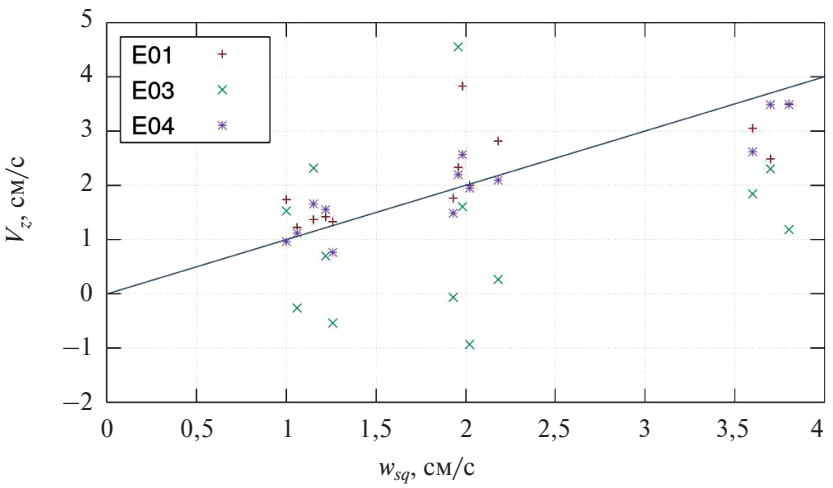


Рис. 5. Диаграмма рассеяния для скорости оседания, линия означает точное совпадение

Fig. 5. Scatter plot for the settling velocity, line indicates perfect agreement

4.3. Лагранжев период и скорость дрейфа

Средняя скорость горизонтального дрейфа частиц на глубине 15–20 см (на глубине, на которой производились измерения *ADV*) для экспериментов E01, E03, E04 составила 2, 10 и –2 см/с соответственно, при этом U_{ADV} составила 1, 7,5 и –1,5 см/с. Таким образом, увеличение скорости дрейфа частиц в эксперименте E03 по сравнению с экспериментом E04 связано с наличием ветрового дрейфового течения в канале.

На рис. 6 показаны средние по типу частиц профили $T_L/T-1$, построенные на основе профилей T_L отдельных частиц, полученных согласно (10). Для экспериментов без ветра полученные профили образуют одну общую линию, что указывает на слабое влияние формы и скорости оседания на горизонтальную скорость частицы.

У поверхности и в придонном слое профили не обеспечены данными из-за особенностей регистрации движения частиц. На глубинах 5–25 см под поверхностью среднее значение $T_L/T-1$ в каждом из режимов хорошо согласуется со средней скоростью дрейфа частиц по формуле (9). Поэтому отличительной особенностью режима с ветром является значительная дисперсия значений безразмерного избыточного периода частиц и их горизонтальной скорости.

5. Обсуждение

Проведены эксперименты в ветроволновом канале, в ходе которых были измерены скорости оседания и дрейфа частиц МП различной формы и с различными конечными скоростями оседания в неподвижной жидкости. Цель экспериментов заключалась в прослеживании влияния волн на оседание и дрейф частиц МП. Рассмотрим сначала результаты экспериментов в режимах с более регулярным (чем ветровое) волнением, сформированным одним только волнопродуктором. Численное моделирование оседания частиц с небольшими диаметрами (0,1–1 мм) показало [17], что скорость оседания в условиях волнения превышает скорость оседания в неподвижной жидкости в течение десятков — первых сотен периодов. Это означает, что изменения средней скорости оседания под действием волн будут тем более заметны, чем быстрее завершается процесс оседания (из-за достижения частицей дна, в случае небольших глубин, или опускания на глубину, где действие поверхностных волн несущественно). Однако относительная разница скоростей невелика и уменьшается с увеличением размера частицы (а значит и конечной скорости оседания), опускаясь до 2–3 % в случае самых крупных частиц (1 мм). Экспериментальные исследования [6] подтверждают теоретические результаты [17]: средняя скорость оседания в условиях волнения приближается сверху к теоретической скорости оседания в спокойной жидкости по мере увеличения числа Рейнольдса частиц и их скорости оседания. Отметим, что описанные в настоящей работе экспериментальные результаты допускают почти прямое сравнение с наиболее крупными частицами в экспериментах [6], поскольку те близки как по параметрам частиц ($\mathrm{Re_p}$ лежит в диапазоне первых десятков, скорости оседания 1–1,5 см/с), так и по режиму волнения (параметр H/gT^2 находился в диапазоне 0,004–0,013). В настоящей работе использованы также частицы с еще большими скоростями оседания и числами Рейнольдса (до 3,8 см/с и 135,

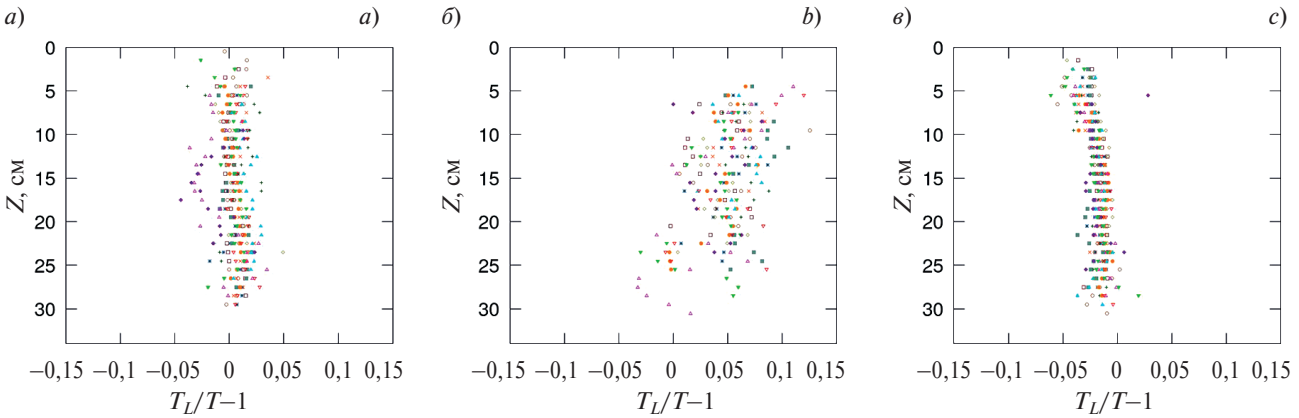


Рис. 6. Вертикальные профили безразмерного избыточного лагранжева периода частицы $(T_L - T)/T_L$: *а* — эксперимент E01, *б* — E03, *в* — E04

Fig. 6. Vertical profiles of the Lagrangian excess period $(T_L - T)/T_L$: *a* — experiment E01, *b* — E03, *c* — E04

соответственно), для которых отличия, по-видимому, должны быть меньше. Таким образом, переходные процессы [17, 24] не могли оказать заметного влияния на среднюю скорость оседания в наших экспериментах, и поэтому результаты, указывающие на равенство скоростей оседания под волнами и в спокойной жидкости можно считать достоверными.

Схожие эксперименты, но в гидродинамическом режиме, полученном в экспериментальном канале совместным действием волнопродуктора и ветра, насколько известно авторам, ранее не проводились. Данный режим отличался более широким спектром поверхностного волнения, высокой скоростью дрейфового течения, возникающими время от времени обрушениями волн. Тем не менее и в этом случае результаты указывают на то, что средняя скорость оседания частиц определяется конечной скоростью оседания в спокойной жидкости, а средняя горизонтальная скорость (дрейфа) следует средней скорости течения. Отличительной особенностью режима с ветром является значительно возросшая дисперсия горизонтальной и вертикальной скорости частиц. Отчасти это можно объяснить меньшей статистикой из-за того, что каждая частица отслеживалась в течение более короткого промежутка времени (всего нескольких периодов волнения), что вызвано сильно возросшей скоростью дрейфа. Действительно, лабораторные эксперименты [7] показывают, что регулярное волнение приводит к увеличению дисперсии оседающих частиц (под дисперсией в этом случае понимался разброс координат осевших на дно частиц) по сравнению с условиями стационарного течения, что может быть связано с разностью фазы волны в момент начала оседания отдельных частиц, а для несферических частиц — с наличием у частиц предпочтительной ориентации по отношению к потоку, приводящей к постоянной смене их положения, а значит и коэффициента гидродинамического сопротивления [14]. Частицы, выпущенные с различной начальной ориентацией и при разной начальной фазе волны, имеют разную историю взаимодействия с движениями жидкости и их траектории расходятся. Наши эксперименты, в которых при отсутствии ветра частицы разной формы не показали существенных отличий в оседании и дрейфе, а ориентация частиц имела схожую динамику в режимах с ветром и без, возросшая дисперсия средних скоростей, по-видимому, связана с мультимасштабностью движений жидкости и общей хаотизацией потока в режиме с ветром. Иными словами, в широком диапазоне гидродинамических условий, включающий как аналог «зыби», так и режим «штормового моря» движения жидкости имеют определяющую роль.

6. Заключение

В ходе лабораторных экспериментов получены и проанализированы траектории оседания пластиковых частиц различной формы в условиях поверхностного волнения и течения. По сравнению с предшествующими работами, гидродинамические условия в экспериментах характеризовались меньшей регулярностью волнения, в особенности при наличии ветра, при котором спектр поверхностного волнения был довольно широк, что в большей степени соответствует натурным ситуациям. Результаты указывают на то, что средняя скорость оседания частиц определяется конечной скоростью оседания в спокойной жидкости, а средняя горизонтальная скорость (дрейфа) следует средней скорости течения. Присутствие ветра усиливает горизонтальный перенос из-за усиления дрейфового течения и резко увеличивает дисперсию скоростей частиц и, следовательно, их пространственный разброс. Полученные результаты могут быть потенциально полезны при разработке численных моделей переноса МП, в том числе необходимых для предсказания выбросов морского мусора на побережье в зависимости от погодных условий, что актуально при организации мероприятий по очистке пляжей.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00027 с использованием Уникальной научной установки «Комплекс крупномасштабных геофизических стендов» ИПФ РАН (http://www.ckp-rf.ru/usu/77738/). Измерения скоростей оседания МП в неподвижной жидкости выполнены в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012).

Funding

The study was conducted with support the Russian Science Foundation grant No. 21-77-00027 using a unique scientific installation “Complex of large-scale geophysical fasilities of the IAP RAS” (http://www.ckp-rf.ru/usu/77738/). Measurements of terminal settling velocity of MP in a still water were carried out within the framework of the IO RAS state assignment FMWE-2021-0012.

Литература

1. *Kukulka T.*, *Proskurowski G.*, *Morét-Ferguson S.*, *Meyer D.W.*, *Law K.L.* The effect of wind mixing on the vertical distribution of buoyant plastic debris // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, N 7. P. L0760. doi:10.1029/2012GL051116
2. *Isobe A.*, *Kubo K.*, *Tamura Y. et al.* Selective transport of microplastics and mesoplastics by drifting in coastal waters // Marine Pollution Bulletin. 2014. Vol. 89, N 1–2. P. 324–330. doi:10.1016/j.marpolbul.2014.09.041
3. *Fujimura A.G.*, *Reniers A.J.*, *Paris C.B.* et al. Numerical simulations of larval transport into a rip-channeled surf zone // Limnology and Oceanography. 2014. Vol. 59, N 4. P. 1434–1447. doi:10.4319/lo.2014.59.4.1434
4. *Fuchs H.L.*, *Hunter E.J.*, *Schmitt E.L.*, *Guazzo R.A.* Active downward propulsion by oyster larvae in turbulence // Journal of Experimental Biology. 2013. Vol. 216, N 8. P. 1458–1469. doi:10.1242jeb.079855
5. *Clark L.K.*, *DiBenedetto M.H.*, *Ouellette N.T.*, *Koseff J.R.* Settling of inertial nonspherical particles in wavy flow // Physical Review Fluids. 2020. Vol. 5, N 12. P. 124301. doi:10.1103/PhysRevFluids.5.124301
6. *De Leo A.*, *Cutroneo L.*, *Sous D.* et al. Settling velocity of microplastics exposed to wave action // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9, N 2. P. 142. doi:10.3390/jmse9020142
7. *Clark L.K.*, *DiBenedetto M.H., Ouellette N.T.*, *Koseff J.R.* Dispersion of finite-size, non-spherical particles by waves and currents // Journal of Fluid Mechanics. 2023. Vol. 954. P. A3. doi:10.1017/jfm.2022.968
8. *Forsberg P.L.*, *Sous D.*, *Stocchino A.*, *Chemin R.* Behaviour of plastic litter in nearshore waters: First insights from wind and wave laboratory experiments // Marine Pollution Bulletin. 2020. Vol. 153. P. 111023. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111023
9. *Alsina J.M.*, *Jongedijk C.E.*, *van Sebille E.* Laboratory measurements of the wave-induced motion of plastic particles: Influence of wave period, plastic size and plastic density // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. Vol. 125, N 12. P. e2020JC016294. doi:10.1029/2020JC016294
10. *Dietrich W.E.* Settling velocity of natural particles // Water Resources Research. 1982. Vol. 18, N 6. P. 1615–1626. doi:10.1029/WR018i006p01615
11. *Zhiyao S.*, *Tingting W.*, *Fumin X.*, *Ruijie L.* A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles // Water Science and Engineering. 2008. Vol. 1, N 1. P. 37–43. doi:10.1016/S1674-2370(15)30017-X
12. *Khatmullina L.*, *Isachenko I.* Settling velocity of microplastic particles of regular shapes // Marine Pollution Bulletin. 2017. Vol. 114, N 2. P. 871–880. doi:10.1016/j.marpolbul.2016.11.024
13. *Hazzab A.*, *Terfous A.*, *Ghenaim A.* Measurement and modeling of the settling velocity of isometric particles // Powder Technology. 2008. Vol. 184, N 1. P. 105–113. doi:10.1016/j.powtec.2007.08.009
14. *DiBenedetto M.H.*, *Koseff J.R.*, *Ouellette N.T.* Orientation dynamics of nonspherical particles under surface gravity waves // Physical Review Fluids. 2019. Vol. 4, N 3. P. 034301. doi:10.1103/PhysRevFluids.4.034301
15. *Guler H.G.*, *Larsen B.E.*, *Quintana O.* et al. Experimental study of non-buoyant microplastic transport beneath breaking irregular waves on a live sediment bed // Marine Pollution Bulletin. 2022. Vol. 181. P. 113902. doi:10.1016/j.marpolbul.2022.113902
16. *Jackson D.W.T.*, *Cooper J.A.G.*, *Del Rio L.* Geological control of beach morphodynamic state // Marine Geology. 2005. Vol. 216, N4. P. 297–314. doi:10.1016/j.margeo.2005.02.021
17. *Stocchino A.*, *De Leo F.*, *Besio G.* Sea waves transport of inertial micro-plastics: Mathematical model and applications // Journal of Marine Science and Engineering. 2019. Vol. 7, N 12. P. 467. doi:10.3390/jmse7120467
18. *Troitskaya Yu.I.*, *Sergeev D.A.*, *Kandaurov A.A. et al.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // Journal of Geophysical Research. 2012. 117. C00J21 doi:10.1029/2011JC007778
19. *OpenCV.* URL: https://opencv.org (дата обращения: 05.03.2023).
20. ALGLIB User Guide — Penalized regression spline. URL: https://www.alglib.net/interpolation/leastsquares.php (дата обращения: 05.03.2023).
21. *Longuet-Higgins M.S.* Eulerian and Lagrangian aspects of surface waves // Journal of Fluid Mechanics. 1986. Vol. 173. P. 683–707. doi:10.1017/S0022112086001325
22. *Grue J.*, *Kolaas J.* Experimental particle paths and drift velocity in steep waves at finite water depth // Journal of Fluid Mechanics. 2017. Vol. 810. P. R1. doi:10.1017/jfm.2016.726
23. *Судольский А.С.* Динамические явления в водоемах. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 263 с.
24. *Santamaria F., Boffetta G.*, *Afonso M.M.* et al. Stokes drift for inertial particles transported by water waves // Europhysics Letters. 2013. Vol. 102, N 1. P. 14003. doi:10.1209/0295–5075/102/14003

References

1. *Kukulka T.* et al. The effect of wind mixing on the vertical distribution of buoyant plastic debris. *Geophysical Research Letters.* 2012, 39(7), L0760, doi:10.1029/2012GL051116
2. *Isobe A.*, *Kubo K.*, *Tamura Y.* et al. Selective transport of microplastics and mesoplastics by drifting in coastal waters. *Marine Pollution Bulletin.* 2014, 89(1–2), 324–330. doi:10.1016/j.marpolbul.2014.09.041

3. *Fujimura A.G.*, *Reniers A.J.*, *Paris C.B.* et al. Numerical simulations of larval transport into a rip-channeled surf zone. *Limnology and Oceanography*. 2014, 59(4), 1434–1447, doi:10.4319/lo.2014.59.4.1434
4. *Fuchs H.L.*, *Hunter E.J.*, *Schmitt E.L.*, *Guazzo R.A.* Active downward propulsion by oyster larvae in turbulence. *Journal of Experimental Biology*. 2013, 216(8), 1458–1469, doi:10.1242/jeb.079855
5. *Clark L.K.*, *DiBenedetto M.H.*, *Ouellette N.T.*, *Koseff J.R.* Settling of inertial nonspherical particles in wavy flow. *Physical Review Fluids*. 2020, 5(12), 124301. doi:10.1103/PhysRevFluids.5.124301
6. *De Leo A.*, *Cutroneo L.*, *Sous D.* et al. Settling velocity of microplastics exposed to wave action. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021, 9 (2), 142. doi:10.3390/jmse9020142
7. *Clark L.K.*, *DiBenedetto M.H.*, *Ouellette N.T.*, *Koseff J.R.* Dispersion of finite-size, non-spherical particles by waves and currents. *Journal of Fluid Mechanics*. 2023, 954, A3. doi:10.1017/jfm.2022.968
8. *Forsberg P.L.*, *Sous D.*, *Stocchino A.*, *Chemin R.* Behaviour of plastic litter in nearshore waters: First insights from wind and wave laboratory experiments. *Marine Pollution Bulletin*. 2020, 153, 111023. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111023
9. *Alsina J.M.*, *Jongedijk C.E.*, *van Sebille E.* Laboratory measurements of the wave-induced motion of plastic particles: Influence of wave period, plastic size and plastic density. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020, 125(12), e2020JC016294. doi:10.1029/2020JC016294
10. *Dietrich W.E.* Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*. 1982, 18(6), 1615–1626. doi:10.1029/WR018i006p01615
11. *Zhiyao S.*, *Tingting W.*, *Fumin X.*, *Ruijie L.* A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles. *Water Science and Engineering*. 2008, 1(1), 37–43. doi:10.1016/S1674-2370(15)30017-X
12. *Khatmullina L.*, *Isachenko I.* Settling velocity of microplastic particles of regular shapes. *Marine Pollution Bulletin*. 2017, 114(2), 871–880. doi:10.1016/j.marpolbul.2016.11.024
13. *Hazzab A.*, *Terfous A.*, *Ghenaim A.* Measurement and modeling of the settling velocity of isometric particles. *Powder Technology*. 2008, 184(1), 105–113. doi:10.1016/j.powtec.2007.08.009
14. *DiBenedetto M.H.*, *Koseff J.R.*, *Ouellette N.T.* Orientation dynamics of nonspherical particles under surface gravity waves. *Physical Review Fluids*. 2019, 4(3), 034301, doi:10.1103/PhysRevFluids.4.034301
15. *Guler H.G.*, *Larsen B.E.*, *Quintana O.* et al. Experimental study of non-buoyant microplastic transport beneath breaking irregular waves on a live sediment bed. *Marine Pollution Bulletin*. 2022, 181, 113902. doi:10.1016/j.marpolbul.2022.113902
16. *Jackson D.W.T.*, *Cooper J.A.G.*, *Del Rio L.* Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*. 2005, 216(4), 297–314. doi:10.1016/j.margeo.2005.02.021
17. *Stocchino A.*, *De Leo F.*, *Besio G.* Sea waves transport of inertial micro-plastics: Mathematical model and applications. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2019, 7(12), 467. doi:10.3390/jmse7120467
18. *Troitskaya Yu.I.*, *Sergeev D.A.*, *Kandaurov A.A.* et al. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions. *Journal of Geophysical Research*. 2012, 117, C00J21. doi:10.1029/2011JC007778
19. OpenCV URL: https://opencv.org (Accessed 05.03.2023).
20. ALGLIB User Guide — Penalized regression spline. URL: https://www.alglib.net/interpolation/leastsquares.php (Accessed 05.03.2023).
21. *Longuet-Higgins M.S.* Eulerian and Lagrangian aspects of surface waves. *Journal of Fluid Mechanics*. 1986, 173, 683–707. doi:10.1017/S0022112086001325
22. *Grue J.*, *Kolaas J.* Experimental particle paths and drift velocity in steep waves at finite water depth. *Journal of Fluid Mechanics*. 2017, 810, R1. doi:10.1017/jfm.2016.726
23. *Sudolsky A.S.* Dynamic phenomena in reservoirs. *Leningrad, Gidrometeoizdat,* 1991. 263 p. (in Russian).
24. *Santamaria F.*, *Boffetta G.*, *Afonso M.M.* et al. Stokes drift for inertial particles transported by water waves. *Europhysics Letters*. 2013, 102(1), 14003. doi:10.1209/0295–5075/102/14003

Об авторах

ИСАЧЕНКО Игорь Александрович, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 907757, ORCID ID: 0000-0002-6810-9198, Scopus AuthorID: 57192427734, WoS ResearcherID: L-3402-2016, isatchenko@gmail.com

КРАЕВ Иван Михайлович, РИНЦ AuthorID: 1133945, ORCID ID: 0000-0003-3523-6681, Scopus AuthorID: 57205167268, WoS ResearcherID: AAB-8668-2022, ivankraevgorodec@yandex.ru

СЕРГЕЕВ Даниил Александрович, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 133457, ORCID ID: 0000-0003-4910-3935, Scopus AuthorID: 6603887343, WoS ResearcherID: L-4569-2016, daniil@ipfran.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-4

УДК 551.466.6

© *Д. А. Романенков*[1]*, *Е. В. Софьина*[1,2], *А. Е. Родикова*[1], 2023

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский проспект, д. 36, Москва
[2]Российский государственный гидрометеорологический университет, 192007, Воронежская улица, д. 79, Санкт-Петербург
*dmromanenkov@yandex.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ БАРОТРОПНОГО ПРИЛИВА У ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ П-ВА КАМЧАТКА С УЧЕТОМ ТОЧНОСТИ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРИЛИВНЫХ МОДЕЛЕЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ РЕГИОНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Статья поступила в редакцию 05.08.2023 г., после доработки 10.10.2023, принята в печать 13.11.2023 г.

Аннотация

В настоящей работе представлена реализация численной конечно-объемной региональной модели FESOM–C для предвычисления баротропной приливной динамики в тихоокеанских водах, прилегающих к юго-востоку п-ва Камчатка. Динамика воспроизводится для отдельных гармоник полусуточного M2 и суточного K1 диапазона приливного спектра, а также для суммарного прилива из 12-ти составляющих. Результаты расчетов, полученные на детальной неструктурированной сетке, интерпретируются в рамках волнового подхода. Региональная модель выявила изменчивость гармонических постоянных приливных колебаний уровня и характеристик течений на шельфе и изрезанном каньонами континентальном склоне из-за топографического рассеивания приливных волн. Оценены максимальные течения и вихревые структуры, связанные с остаточной приливной циркуляцией на шельфе и континентальном склоне. Выполнены эксперименты по чувствительности численного решения к заданию условий на открытых границах, взятых из двух современных глобальных приливных моделей FES2014 и TPXO9. Решение в региональной модели слабо зависит от этого выбора и хорошо согласуется с имеющимися немногочисленными данными по приливам. Однако оказалось, что решения самих глобальных моделей значимо отличаются между собой в поле приливных течений. Дополнительно было сделано сравнение точности решений глобальных приливных моделей для региона, включающего Охотское море и тихоокеанские воды вдоль островов Курильской гряды и п-ва Камчатка. Это сравнение было выполнено для верифицированной базы гармонических постоянных приливного уровня из советских и британских таблиц приливов. Хотя в среднем по области ошибки расчета приливного уровня малы и близки к официально заявленным, в отдельных районах региона ошибки глобальных моделей были весьма значимы. Их географическая привязка зависит от конкретной модели и сравниваемой приливной гармоники. Это означает, что к использованию результатов глобальных приливных моделей на региональном масштабе следует относиться с осторожностью, а актуальность развития регионального моделирования приливной динамики сохраняется.

Ключевые слова: региональное моделирование, прилив, гармонические постоянные, остаточная циркуляция, завихренность, глобальные модели приливов, FES2014, TPXO9, модель FESOM–C, неструктурированная сетка, Охотское море, Курило-Камчатский регион, Авачинский залив

© *D. A. Romanenkov*[1]*, *E. V. Sofina*[1,2], *A. E. Rodikova*[1], 2023

[1]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia
[2]Russian State Hydrometeorological University, 79 Voronezhskaya Str., St. Petersburg, 192007, Russia
*dmromanenkov@yandex.ru

MODELING OF BAROTROPIC TIDE OFF THE SOUTHEASTERN COAST OF THE KAMCHATKA PENINSULA IN VIEW OF THE ACCURACY OF GLOBAL TIDAL MODELS IN THE NORTHWEST PACIFIC OCEAN

Received 05.08.2023, Revised 10.10.2023, Accepted 13.11.2023

Abstract

This study introduces the development and implementation of a regional numerical finite-volume model FESOM–C, specifically designed to accurately compute barotropic tidal dynamics in the Pacific waters adjacent to the southeastern region of the Kamchatka Peninsula. The dynamics of principal harmonics of the semidiurnal M2 and diurnal K1 tidal constituents are replicated,

Ссылка для цитирования: *Романенков Д.А.*, *Софьина Е.В.*, *Родикова А.Е.* Моделирование баротропного прилива у юго-восточного побережья п-ва Камчатка с учетом точности глобальных приливных моделей в северо-западном регионе Тихого океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 45–62. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-4
For citation: *Romanenkov D.A.*, *Sofina E.V.*, *Rodikova A.E.* Modeling of Barotropic Tide off the Southeastern Coast of the Kamchatka Peninsula in View of the Accuracy of Global Tidal Models in the Northwest Pacific Ocean. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 45–62. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-4

as well as the total tide, which encompasses 12 constituents. The computed results, obtained using a detailed unstructured grid, are interpreted through the Long-wave approach. The FESOM–C regional model revealed the variability of harmonic constants of tide and current characteristics within the shelf and canyon-cut continental slope, due to topographic scattering of tidal waves. The assessment includes the estimation of maximum currents and eddy structures associated with residual tidal circulation on the shelf and continental slope. To investigate the influence of varying open boundary conditions, sensitivity experiments have been conducted using data from two state-of-the-art global tidal models FES2014 and TPXO9. The findings reveal that the regional model's solution exhibits only minimal dependency on this choice, and it aligns well with the limited available tidal data. Interestingly, the global models themselves demonstrate significant disparities in the tidal currents. Furthermore, we assess the accuracy of global tidal model solutions in a broader region encompassing the Sea of Okhotsk, as well as the Pacific waters along the Kuril Islands and the Kamchatka Peninsula. This assessment utilizes a verified database of tidal harmonic constants derived from the Soviet and British tide tables. While the average errors in tidal heights calculations remain minor and closely approximate officially declared values, certain areas within the region exhibit notable discrepancies in the outputs of the global models. These discrepancies are site-specific and vary depending on the particular model and tidal harmonic under consideration. This underscores the need for caution when applying results from global tidal models at the regional scale. Meanwhile, the importance of advancing regional tidal dynamics modeling remains evident.

Keywords: regional modeling, tide, harmonic constants, residual circulation, vorticity, global tide models, FES2014, TPXO9, FESOM–C model, unstructured grid, Sea of Okhotsk, Kuril-Kamchatka region, Avacha Bay

1. Введение

Аккуратное воспроизведение приливов является необходимым условием для моделирования сложных шельфовых и прибрежных процессов. Известно, что представление модельной физики и точность расчетов приливных движений в значительной степени зависит от нескольких ключевых факторов: 1) наличие цифровой модели рельефа приемлемого качества; 2) использование сетки высокого разрешения для учета выраженных геометрических и батиметрических особенностей; 3) возможности учета трехмерных эффектов с описанием пограничных слоев. Для региональных моделей морских незамкнутых акваторий также необходимо иметь адекватные условия на открытых границах области расчета, а для ускорения этапа адаптации (spin-up) модельных полей — надлежащие начальные условия.

Спутниковые альтиметрические наблюдения внесли значительный вклад в понимание глобальных процессов на поверхности моря, в частности, позволив повысить точность предвычисления океанских приливов путем усвоения этих данных. Считалось, что качество моделей глобальных приливов на региональном масштабе, включая мелководье и прибрежные зоны, уступает точности предсказания характеристик уровня и течений в открытом океане. Этот вывод основывался, в том числе, на результатах сравнения семи современных на момент публикации глобальных моделей океанских приливов [1]. Основное внимание в этом сравнении уделялось эмпирическим моделям, основанным на обработке и интерполяции альтиметрических данных, и гидродинамическим ассимиляционным моделям, усваивающим альтиметрические и мареографные данные наблюдений. Тестирование основывалось на сравнении модельных решений как с контактными, так и с дистанционными измерениями приливного уровня.

За последние годы надежность альтиметрических данных в прибрежных районах заметно улучшилась благодаря разработке и использованию новых алгоритмов и технических усовершенствований, подробный обзор которых представлен в [2]. В результате извлекается больше «прибрежных» сигналов по сравнению с классической обработкой альтиметрии без ущерба для точности стандартной обработки открытого океана и прибрежных районов. Тем самым, заявляется о повышении точности многих приливных моделей, использующих альтиметрию, в районах, где раньше ее не хватало. Это дало возможность при ассимиляции уменьшить вклад данных прибрежных мареографов или отнести некоторые станции к нерепрезентативным. В последние годы появилось много исследований, направленных на переоценку точности глобальных моделей на региональном масштабе [3–11]. Анализ этих публикаций показывает, что при сравнении с данными наблюдений и неплохими средними по акваториям оценками ошибок эти глобальные модели могут давать расхождения в некоторых районах, причем результаты сравнения также зависят от оцениваемой приливной гармоники. Так, например, в [12] отмечается, что приливной атлас FES2014 предоставляет заметное улучшение точности по сравнению с более ранней версией FES2012, особенно с существенным улучшением в Северном Ледовитом океане для приливных составляющих K1 и S2. Однако снижение точности, по-видимому, случилось в двух аномальных регионах: в море Росса для O1 и в море Уэдделла для M2.

С другой стороны, накопленные за три десятилетия ряды альтиметрических наблюдений позволяют оценить большее количество второстепенных составляющих приливов. По мере того, как модели океанских приливов продолжают совершенствоваться, особенно в прибрежных районах, эти малые приливы

приобретают все большее значение. На сегодняшний день наиболее популярными являются глобальные приливные модели TPXO [13] и FES [14]. Основанные на их последних версиях (TPXO9 и FES2014 соответственно) приливные атласы гармонических постоянных часто используются для определения и задания граничной информации в региональных моделях. Эти базы имеют наилучшее пространственное разрешение, наибольший набор гармоник и низкую среднюю ошибку расчета при сопоставлении с контрольными береговыми и пелагическими мареографами. Хотя эти модели также были среди оцениваемых в числе цитированных выше работ, на сегодняшний день не существует таких оценок для акваторий северо-западной части Тихого океана, включающей Охотское море и Курило-Камчатский район.

Одной из целей настоящей работы было выполнение регионального моделирования баротропных приливов в акватории, примыкающей к юго-восточному побережью Камчатки, которое будет использоваться в будущем численном моделировании сложной динамики и гидрологии этой акватории с очень скудным набором разнородных наблюдений. Оценивание качества глобальных моделей в целом регионе является другой целью работы. Предполагается, что региональная модель с наилучшими граничными условиями даст новую информацию о приливной динамике в акватории.

Статья организованна следующим образом. В разделе 2 представлена информация о районе исследования и состоянии изученности его приливной динамики. В разделе 3 представлены данные натурных наблюдений гармонических постоянных приливных колебаний уровня. Обсуждаются два различных решения для глобальных приливов FES2014 и TPXO9. Региональная модель кратко представлена с акцентом на особенности дискретизации расчетной области неструктурированной сеткой. В разделе 4 выполнено сравнение глобальных моделей в северо-западной части Тихого океана, включающей Охотское море и Курило-Камчатский регион, между собой и с данными наблюдений. Результаты регионального моделирования представлены в разделе 5. Обсуждается выбор граничных условий для региональной модели. Общее описание модельного прилива дано для суточной (K1) и полусуточной (M2) гармоник в качестве представителей суб- и суперинерционных гармоник приливного форсинга. Отдельное обсуждение посвящено приливным течениям и их отличиям от решений глобальных моделей в акватории. Результаты моделирования суммарного прилива ограничены анализом максимальных течений, завихренности и остаточной приливной циркуляции. В Заключении обсуждаются итоги работы и вытекающие из них выводы.

2. Регион исследования

Акватория Тихого океана, примыкающая к юго-восточному побережью п-ва Камчатка, включает участки узкого и широкого шельфа, крутой континентальный склон и глубоководный желоб (рис. 1). Подводный рельеф двух больших заливов этой акватории — Кроноцкого и Авачинского — осложнен глубоководными каньонами, захватывающими склон и узкий шельф. Район, прежде всего его каньоны, известен как место нереста самой крупной (восточно-камчатской) популяции минтая в регионе. Наш интерес к этой акватории вызван имеющимися свидетельствами возможного критического влияния обусловленных приливной динамикой процессов на ранние стадии развития этого вида промысловых рыб [15]. Для реализации региональной модели динамики и гидрологии акватории с учетом приливного воздействия требуется на первом этапе создать и верифицировать приливной блок этой модели, уделяя повышенное внимание задаваемым условиям на протяженной открытой границе области. Приливные явления в акватории не изучались целенаправленно. Как было отмечено во Введении, в распоряжении исследователей имеются результаты глобальных моделей приливов, таких как TPXO9 (версия 4) и FES2014, которые могут быть использованы для инициирования граничных и начальных условий приливной региональной модели. Однако качество решения глобальных моделей в северо-западном регионе Тихого океана подробно не рассматривалось. Для юго-востока п-ва Камчатки в открытых базах мареографных данных имеются только 2 пункта с гармоническими постоянными прилива, причем один из них (см. рис. 1) расположен в Авачинской губе и может оказаться нерепрезентативным для сравнения с результатами глобальных моделей. Поэтому на предварительном этапе исследований было решено оценить качество глобальных моделей в более обширном регионе, включающим Охотское море, тихоокеанские воды Курило-Камчатского района и северную часть Японского моря.

Северо-западная часть Тихого океана — регион с сильным влиянием приливной динамики на гидрологию вод. Отличительными особенностями приливов в регионе являются: 1) доминирование суточных составляющих в спектре смешанных колебаний в большинстве его частей, и 2) одни из самых высоких в мире значений величины приливных колебаний, наблюдаемых в Пенжинской губе и заливах Шантарского района Охотского моря.

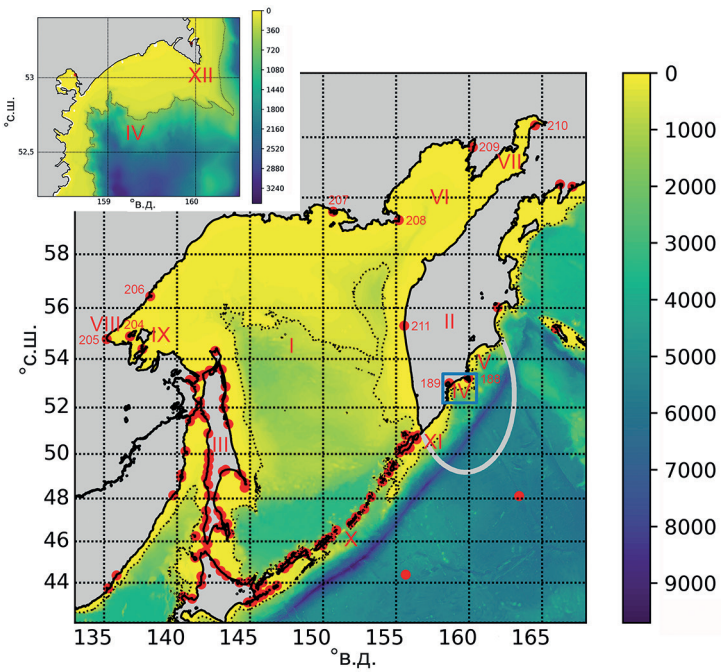


Рис. 1. Батиметрия района исследования (м). Красные кружки — пункты наблюдений гармонических постоянных амплитуды и фазы приливных колебаний уровня; пунктир — изобата 500 м; серая кривая — граница расчетного домена региональной модели; голубой прямоугольник — область врезки с батиметрией в районе глубоководных каньонов Авачинского залива; арабскими цифрами показаны пункты наблюдений, упоминающиеся в тексте; римскими цифрами отмечены: I — Охотское море, II — п-в Камчатка, III — о. Сахалин, IV — Авачинский залив, V — Кроноцкий залив, VI — залив Шелихова, VII — Пенжинская губа, VIII — Удская губа, IX — Шантарские о-ва, X — Курильские о-ва, XI — мыс Лопатка, XII — мыс Шипунский

Fig. 1. Bathymetry of the study area (m). Red circles represent observation points with harmonic constants of tidal level amplitudes and phases. Dashed lines indicate the 500 m isobath. The gray curve represents the boundary of the computational domain of the regional model. The blue rectangle denotes the area of the incut with bathymetry near the deep-water canyons of the Avacha Bay. Arabic numerals indicate the mentioned observation points in the text, while Roman numerals mark: I — Sea of Okhotsk, II — Kamchatka Peninsula, III — Sakhalin Island, IV — Avacha Bay, V — Kronotsky Bay, VI — Shelikhov Gulf, VII — Penzhina Bay, VIII — Uda Bay, IX — Shantar Islands, X — Kuril Islands, XI — Lopatka Cape, XII — Shipunsky Cape

Структура приливов и различные аспекты его динамики в Охотском море и прилегающих водах Тихого океана изучались ранее в модельных исследованиях [16–26]. Только в последних двух публикациях приливный форсинг задавался из TPXO9, при этом качество глобальных моделей в этих и других работах не оценивалось. Здесь мы не анализируем результаты моделирования приливной динамики в регионе, но отметим одну особенность. Динамика длинноволновых процессов в регионе, в том числе приливов, характеризуется генерацией и распространением захваченных шельфовых волн (разновидность топографических волн Россби) [27]. При определенных условиях эти волны «отбирают» энергию основного баротропного прилива субинерционных гармоник при его рассеивании на неоднородностях батиметрии и береговой линии. Их длины более чем на порядок короче длины основной энергонесущей волны Кельвина, что проявляется в наблюдаемой мелкомасштабной изменчивости характеристик колебаний уровня и течений [28]. Это обстоятельство может оказаться неприятным как для моделирования, так и для сравнения его результатов с данными наблюдений.

3. Исходная информация и метод исследования

3.1 База данных гармонических постоянных приливных колебаний уровня

Существующие открытые данные наблюдений по приливам включают таблицы гармонических постоянных приливного уровня 1948 и 1960 гг. [29–30] и адмиралтейские приливные таблицы 1998 г. [31]. Основным источником были выбраны советские таблицы (118 пунктов), база была дополнена Адмиралтейскими таблицами (95 пунктов), из них 4 пункта уникальных, не входящих в советские таблицы, и 2-мя пелагическими станциями [32]. На первом этапе была выполнена верификация данных путем перекрёстного сравнения разных баз, сопоставления с известными приливными картами, а также базой данных приливного калькулятора WXTIDE32 [33]. В результате, были скорректированы координаты станций и некоторые значения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня; фаза была приведена ко времени UTC. В обеих базах данных были обнаружены ошибки или опечатки. Сомнительные станции были отбракованы, а дубли не учитывались. В результате этого этапа была сформирована новая база данных гармонических постоянных, содержащая 124 приливных пункта (дополнительные материалы: Приложение, таблица П1).

3.2 Глобальные приливные модели

Ниже более подробно рассмотрены наиболее популярные базы данных о характеристиках приливных гармоник TPXO и FES, полученные с помощью глобальных моделей с ассимиляцией данных наблюдений.

TPXO (Oregon State University TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution tidal model) — глобальный продукт, создан на основе баротропной приливной модели, ассимилирующий альтиметрические данные спутников Topex Poseidon, Topex Tandem, ERS, GFO и данные *in situ* наблюдений с приливных буев (*англ*. tidal gauge). Каждая следующая версия модели TPXO основана на обновленной батиметрии и ассимилирует больше данных по сравнению с предыдущими версиями. Последняя доступная реализация TPXO9 имеет пространственное разрешение 1/30°.

Описание модели и ассимиляционной процедуры представлено в [13]. Архив включает в комплѐксном виде гармонические постоянные (амплитуды и фазы приливных колебаний уровня и составляющих (северная и восточная) баротропных (средних по вертикали) приливных течений, а также локальную глубину для расчета приливных потоков (составляющие скоростей течений, умноженные на локальную глубину) для приливных гармоник: M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, долгопериодные Mf, Mm и нелинейные M4, MS4, MN4, а также 2N2 и S1.

Атлас FES2014 (Finite Element Solution) global ocean tide — глобальный продукт, созданный на основе конечно-элементной баротропной приливной модели с пространственным разрешением, варьирующим от 2 до 60 км в зависимости от локальной глубины. Атлас является результатом ассимиляции длительных серий альтиметрических данных со спутников Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, TP interleaved-J1 interleaved, ERS-1, ERS-2, и Envisat, а также данных in situ наблюдений с приливных буев (tidal gauge). Описание модели и ассимиляционной процедуры представлено в [14].

Атлас FES2014 включает гармонические постоянные (амплитуды и фазы приливных колебаний уровня и составляющих (северная и восточная) баротропных приливных течений), а также loading tide (вертикальные смещения Земной коры за счет океанического прилива) для следующих приливных гармоник: 2N2, EPS2, J1, K1, K2, L2, La2, M2, M3, M4, M6, M8, Mf, MKS2, Mm, MN4, MS4, MSf, MSqm, Mtm, Mu2, N2, N4, Nu2, O1, P1, Q1, R2, S1, S2, S4, Sa, Ssa, T2. Доступная для пользователя база данных представлена на регулярной сетке с пространственным разрешением 1/16°, полученная интерполяцией с «родной» конечно-элементной сетки. Также только для уровня, но не для скоростей течений, имеется экстраполированная версия базы данных, для того чтобы охватить почти полностью прибрежные районы.

3.3 Региональная модель FESOM–C

3.3.1 Описание региональной модели

Для моделирования баротропного прилива в тихоокеанских водах к юго-востоку от п-ва Камчатка использовалась конечно-объемная модель FESOM–C (FESOM–Coastal, [34]), которая обеспечивает основу для решения широкого спектра гидрофизических, гидрогеологических, инженерных и экологических проблем. Модель FESOM–C основана на дискретизации исходных уравнений геофизической гидродинамики методом конечного объема и работает на горизонтальных смешанных неструктурированных сетках, состоящих из треугольников и четырехугольников. FESOM–C обладает мульти-разрешающей функциональностью для моделирования морской гидродинамики, позволяя преодолеть разрыв между масштабами движений. Модель использует несколько схем адвекции для уравнений движения и трассеров, характеризующиеся низкой численной диссипацией, оснащена модулями расчета приливов, осушки и седиментации. Для вертикальной координаты используется стандартное sigma-преобразование, отслеживающее топографию. Численная реализация модели в горизонтальном направлении базируется на явной схеме расщепления баротропной (средней по вертикали) и бароклинной моды. Модель имеет два типа параллелизации: Open MPI и MPI. Динамическое ядро FESOM–C было разработано и протестировано (в гидростатической опции) в многочисленных идеализированных и реальных экспериментах [34–38]. Модель FESOM–C в версии 2019 года доступна по ссылке https://doi.org/10.5281/zenodo.2085177 (дата обращения 27.06.2023).

В данной работе мы используем модель FESOM–C для расчета баротропного прилива (без учета эффектов стратификации). Благодаря принятому в модели алгоритму расщепления динамической задачи на среднюю по вертикали и отклонение от нее, модельные решения в трехмерной и двумерной (приближение мелкой воды) постановках для таких переменных как уровень моря и средние по вертикали скорости практически не различаются. В нашем анализе мы ограничимся анализом именно этих переменных и основанных на них динамических характеристик. Модель Смагоринского используется для описания горизонтальной вихревой вязкости. Для аппроксимации адвекции была выбрана схема с направленными разностями второго порядка точности. Коэффициент придонного трения задавался равным 0.005. Для стабилизации вблизи открытой границы и уменьшения времени установления численного решения была использована опция дополнительной буферной зоны вдоль этой границы шириной 20 км с повышенным в 10 раз коэффициентом придонного трения.

3.3.2. Сетка

Расчеты выполнены на неструктурированной треугольно-элементной сетке с равномерно изменяющимся размером элементов. Сетка построена генератором GMSH [39], с локальным сгущением, допускающим надежное разрешение баротропного масштаба $\left(L_{bt} = \sqrt{gh}\right) / \left(\max\left(f, \omega\right)\right)$ в соответствии с рекомендациями [40], где g = 9,81 м/с^2, h — локальная глубина, f — параметр Кориолиса, ω — частота приливной гармоники. В нашей модельной области $L_{bt} \in$ [50 км ÷ 2500 км], число узлов сетки — 37738, количество элементов — 74226, размер ребер элементов варьирует от 330 до 7800 м с минимальными значениями в мелководной области.

Батиметрия расчетной области формировалась на основе 30″ массива ETOPO 2022 [41], минимальная и максимальная глубины составляют 5 м и 7900 м, соответственно. Эта версия архива хорошо разрешает глубоководные каньоны в заливах (рис. 1, врезка).

3.3.3. Граничные условия

На отрытой границе модельной области задаются колебания уровня в виде:

$$\xi = \xi_0 + \sum_{i=1}^{n} f_i A_i \cos(\omega_i t + (\upsilon_0 + u_i)_i - g_i), \tag{1}$$

где n — число учитываемых гармоник (волн), ξ_0 — неприливная составляющая изменений уровня, A_i — амплитуда приливной волны i, $\omega_i = 2\pi/T_i$ — угловая скорость данной волны i (в рад/с), T_i — период i гармоники, t — время, g_i — фаза данной волны относительно нулевого меридиана, определяющая ее отметку уровня в начальный момент времени расчета t = 0, f_i — астрономический редукционный множитель, $(v_0+u)_i$ — астрономический аргумент. A_i и g_i — гармонические постоянные прилива, зависящие от местных условий и задаваемые из наблюдений или других моделей. Величины f_i и $(v_0+u)_i$ — астрономические параметры на «00» часов первого дня расчёта находятся по формулам в зависимости от параметров орбит Луны и Солнца в соответствии с [42].

Для расчета моноприлива задается одна из двух гармоник: полусуточная M2 (T = 12,42 ч) или суточная K1 (T = 23,93 ч) без учета астрономических параметров, для суммарного прилива учитываются следующие составляющие: M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, Mm, MS4, M4. Остальные параметры расчета: ξ_0 = 0,0, шаг по времени Δt = 3 с. Расчет ведется до установления численного решения на квазипериодический режим, когда среднее (за приливный цикл и по площади моря) изменение интегральной по глубине плотности баротропной приливной энергии становится меньшим 0,1 %. Моноприлив устанавливается меньше чем за 20 периодов, колебания в суммарном приливе — за 4 синодических месяца. Для оценки гармонических постоянных моноприлива выполнялся анализ Фурье численного решения за последний приливной цикл расчета. Анализ суммарного прилива производился для синодического месяца после установления решения.

4. Сравнение глобальных моделей между собой и с данными наблюдений

Анализ приливных карт для суточных (K1, O1) и полусуточных (M2, S2) гармоник в северо-западном регионе Тихого океана показал, что крупномасштабные особенности приливных колебаний, такие как число и положение амфидромий, локальных максимумов и минимумов соответствуют известным представлениям о приливах в регионе (см., например, [18, 43]). Однако по значениям характеристик прилива есть и различия.

Сравнение результатов глобальных моделей FES2014 и TPXO9 было выполнено для пунктов наблюдений, попавших в новую скорректированную базу данных гармонических постоянных амплитуды и фазы приливных колебаний уровня (табл. П1; рис. 1).

На рис. 2 представлены пространственные карты векторной ошибки приливных колебаний уровня глобальных моделей для гармоник M2, S2, K1 и O1. Векторная ошибка определялась следующим образом:

$$D_i = \left\{ \frac{1}{T} \int_0^T \left[A_{oi} \cos\left(\omega t - g_{oi}\right) - A_{mi} \cos\left(\omega t - g_{mi}\right) \right]^2 dt \right\}^{1/2} = 2^{-1/2} \left[A_{oi}^2 + A_{mi}^2 - 2 A_{oi} A_{mi} \cos\left(g_{oi} - g_{mi}\right) \right]^{1/2}, \tag{2}$$

где A_{oi}, g_{oi} и A_{mi}, g_{mi} — наблюдаемые и модельные значения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в i пункте наблюдений для отдельной приливной гармоники с периодом T.

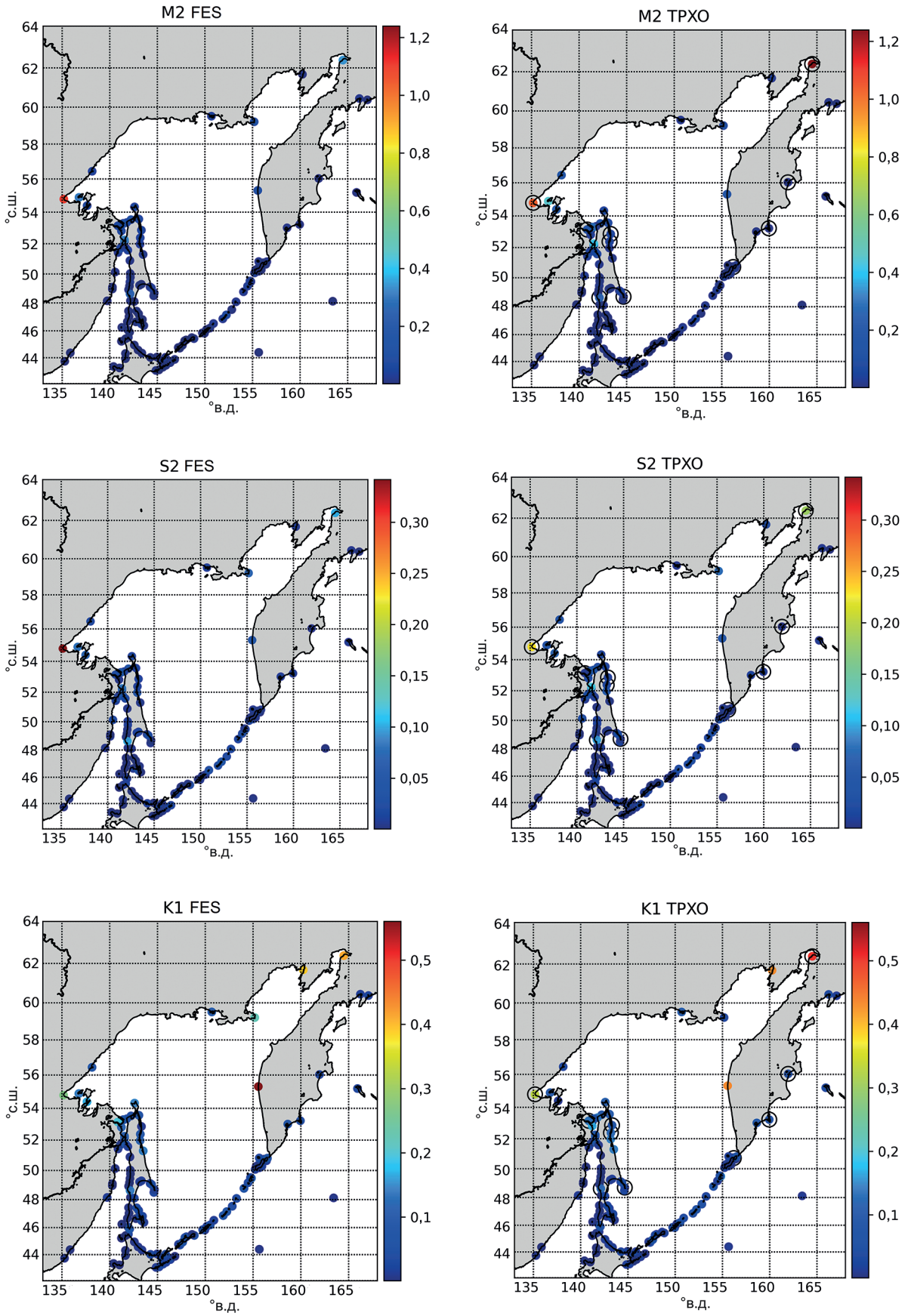


Рис. 2. Окончание рисунка на стр. 52

Fig. 2. Fin p. 52

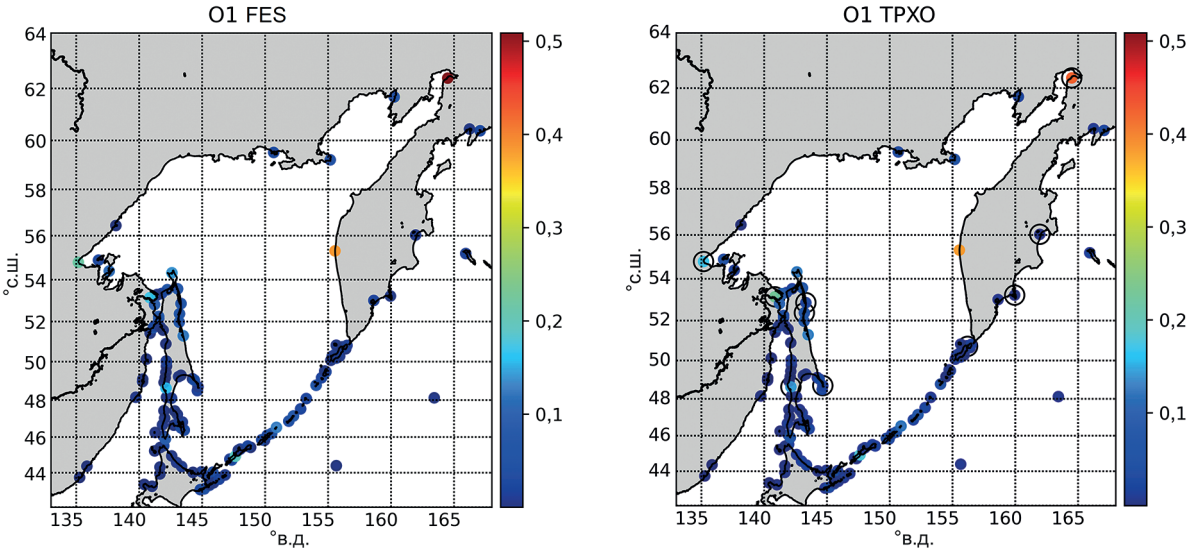


Рис. 2. Векторная ошибка расчета приливного уровня (м) по глобальным моделям FES2014 и TPXO9 в пунктах наблюдений (дополнительные материалы: Приложение, таблица П1) для гармоник M2, S2, K1 и O1. Величина ошибки показана цветом, в черные окружности обведены пункты, в которых координаты пункта не попадали в расчетную ячейку и значения гармонических постоянных принимались равными в ближайшем расчетном узле

Fig. 2. Vector errors in tidal heights (m) using global models FES2014 and TPXO9 at observation points (supplementary materials: Appendix, Table A1) for the M2, S2, K1, and O1 tidal constituents. Error magnitude is indicated by color, with black circles denoting points where coordinates did not fall within the model grid cell, and harmonic constants were assumed equal to the constants at the nearest grid node

В большинстве пунктов векторная ошибка не превышает несколько см для всех четырех гармоник. Исключение составляют пункты: мыс Астрономический (п. 210) и Удская губа (п. 205), где приливы самые большие в регионе (см. табл. П1). На величину ошибки могло повлиять также положение пунктов наблюдений, оба пункта располагаются в вершинах заливов. Так, в пункте губа Лебяжья на Шантарских островах (п. 204), находящемся к востоку от п. 205, векторная ошибка мала, хотя амплитуды приливных колебаний также велики. Для обеих суточных гармоник большие расхождения имеются в п. 211, располагающемся в устье реки на западном побережье Камчатки, для гармоники K1 — в п. 209 в северо-западной части залива Шелихова. Последний пример может быть связан как с модельными ошибками, так и с неточностями в данных наблюдений. Можно отметить некоторое повышение векторных ошибок на северо-восточном побережье Сахалина для суточных гармоник, что может быть связано с влиянием здесь шельфовых волн [44].

На рис. 3 представлены распределения вероятностей векторных ошибок для четырех гармоник и обеих глобальных моделей. Для всех векторных ошибок характерно меньшее значение медианы по сравнению со средним значением, что свидетельствует о наличии единичных больших выбросов. Судя по средним значениям векторных ошибок, FES2014 выглядит более привлекательно по сравнению с TPXO9, при этом медианы ошибок близки, а Q3 (3-й квартиль) для TPXO9 меньше, как и «усы». Этот вывод не относится к S2, где распределения ошибок для обеих глобальных моделей практически совпадает. Большие значения средних векторных ошибок TPXO9 для гармоник M2 и K1 обусловлены выбросами в упомянутых выше двух пунктах: мыс Астрономический (п. 210) и Удская губа (п. 205). При интерполяции результатов моделирования обеих моделей использовалась билинейная интерполяция. Если координаты пункта не попадали в расчетную ячейку, то значения гармонических постоянных в нем принимались равными значениям в ближайшем расчетном узле. Координаты обоих пунктов выходят за пределы расчетной области модели TPXO9 (на рис. 2 такие пункты обведены в черные окружности). Для модели FES2014 все гармонические постоянные были получены путем билинейной интерполяции, т. к. использовался экстраполированный архив результатов модели FES2014.

При детальном анализе сравнения в п. 210 мыс Астрономический (табл. П1) разность амплитуд M2 данных наблюдений и модели TPXO9 оказалась значительно меньше, чем FES2014, 0,085 м по сравнению с –0,322 м, при этом векторная ошибка FES2014–0,34 м, TPXO — 1,24 м. Это вызвано большим увеличением фазы в вершине Пенжинской губы в результатах модели TPXO9 (340° по сравнению с 261°, согласно данным наблюдений), что может быть объяснено принятой батиметрией в данном районе (в модели TPXO глубже, чем реальная батиметрия). Возможно также использование неструктурированной сетки при реализации модели FES2014 — позволяет более детально описать береговую линию и увеличить разрешения

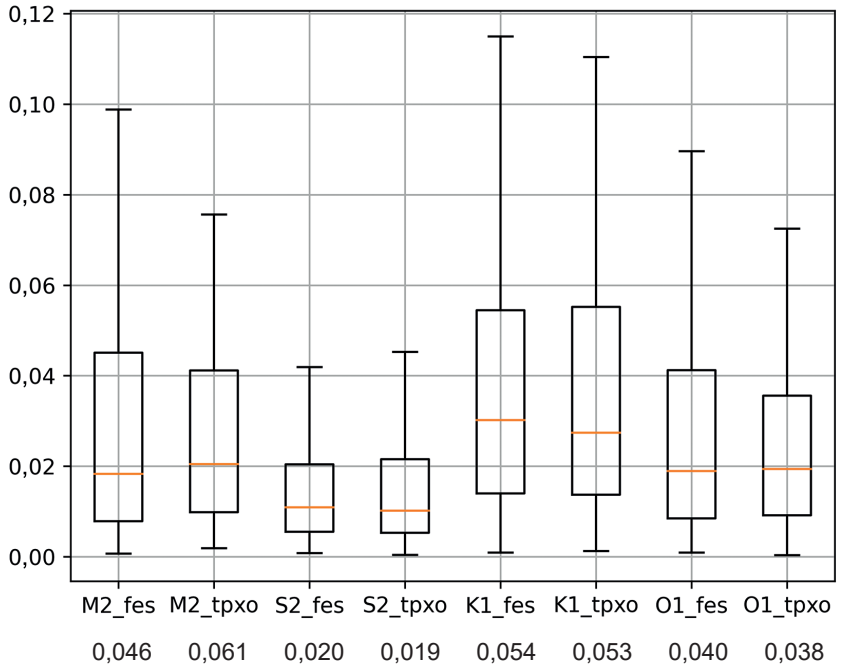


Рис. 3. Диаграмма вероятностей векторных ошибок (ящик с усами). Границы ящика соответствуют Q1 и Q3 (первый и третий квартили), оранжевая линия — Q2 (медиане), усы простираются на 1,5 × (Q3 — Q1) от краев ящика и заканчиваются в самой дальней точке данных в этом интервале. Выбросы не отображаются. Нижней строчкой даны средние значения векторной ошибки (м)

Fig. 3. Probability diagram of vector errors (box plot). The box boundaries correspond to Q1 and Q3 (first and third quartiles), the orange line represents Q2 (the median), and the whiskers extend to 1.5 × (Q3 — Q1) from the edges of the box, ending at the farthest data point within this interval. Outliers are not depicted. The lower row provides the mean values of vector errors (m)

в узких заливах. Выявленные различия в характеристиках колебаний уровня должны проявляться и в приливных течениях. Сравним течения, полученные из глобальных моделей, ограничившись областью специального интереса — акватории, примыкающей к юго-востоку п-ва Камчатка. Приливные течения обычно представляются эллипсами, описывающими вращение вектора течений за приливной период для отдельной гармоники. Эллипс характеризуется своими параметрами: большая и малая полуоси и коэффициент сжатия (полноты), знак которого показывает направления вращения. На рис. 4 показаны эллипсы приливных

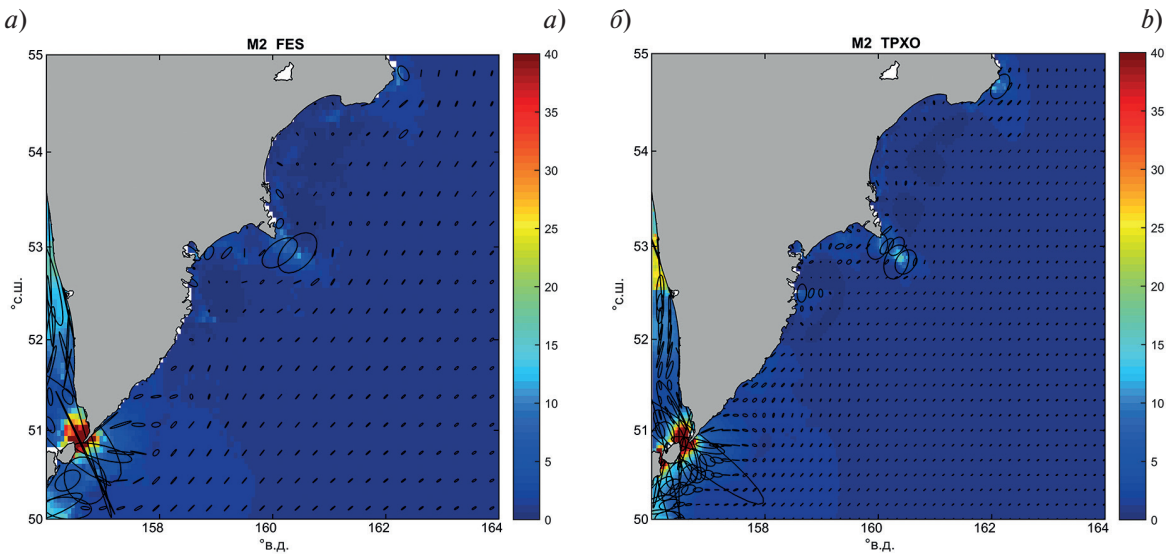


Рис. 4. Окончание рисунка на стр. 54

Fig. 4.Fin p. 54

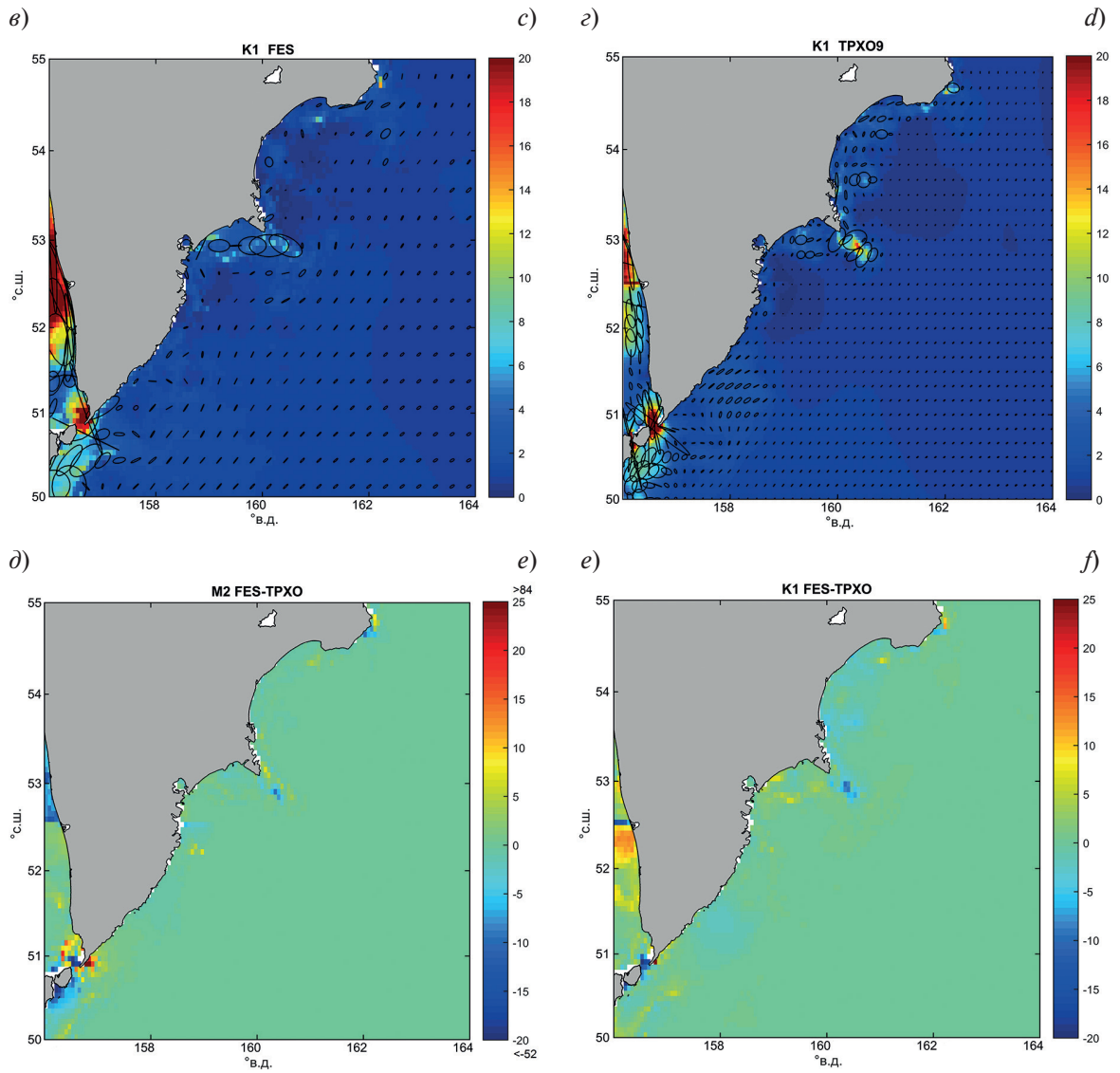


Рис. 4. Эллипсы приливных течений и амплитуда скоростей приливных течений (большая полуось приливного эллипса) в глобальных моделях для гармоник M2 и K1: *а* — течения M2 из FES2014; *б* —течения M2 из TPXO9; *в* – течения K1 из FES2014; *г* — течения K1 из TPXO9; *д* — разница величины большей полуоси M2 между FES2014 и TPXO9; *е* — разница величины большей полуоси K1 между FES2014 и TPXO9. Амплитуды скоростей приливных течений показана цветом, эллипсы изображены в каждом 5-м узле сетки, разница скоростей течений представлена с более грубым разрешением модели FES2014. Скорости течений приведены в см/с

Fig. 4. Tidal current ellipses and amplitude of tidal current velocities (major axis of tidal ellipse) in global models for harmonics M2 and K1: *a* — M2 currents from FES2014; *b* — M2 currents from TPXO9; *c* — K1 currents from FES2014; *d* — K1 currents from TPXO9; *e* — difference in the magnitude of the major axis of M2 between FES2014 and TPXO9; *f* — difference in the magnitude of the major axis of K1 between FES2014 and TPXO9. The amplitudes of tidal current velocities are depicted in color, and the ellipses are displayed at every 5 grid nodes. The difference in current velocities is presented at a coarser resolution for the FES2014 model. Current velocities are given in cm/s

гармоник из глобальных моделей, а также величина разности между модельными амплитудами течений (большими полуосями эллипса). Как видно, различия решений весьма значительны, и могут достигать половины самих значений максимальных течений и даже больше. Особенно это заметно в районе Первого Курильского пролива. На шельфе и континентальном склоне Камчатки различия проявляются локально, прежде всего, в районах с особенностями батиметрии и береговой линии. Тем не менее, они могут достигать 20 см/с обоих знаков.

5. Результаты регионального моделирования в акватории, прилегающей к юго-восточной части п-ва Камчатка

5.1 Сравнение результатов регионального и глобального моделирования. Чувствительность решения к заданию граничных условий

В таблице показаны оценки качества моделирования суточной и полусуточной гармоник для двух пунктов наблюдений в модельной области у юго-восточного побережья Камчатки. Представлены разности расчета амплитуд и фаз, а также векторные ошибки в сравнении с аналогичными оценками, которые дают глобальные модели для этих пунктов. Как видно, для большинства сравниваемых характеристик наше решение уступает по точности атласу FES2014, но лучше, чем по данным TPXO9. При этом наше решение не использует никакие ассимиляционные процедуры. Различия незначительны в относительных единицах, и отражают локальные особенности колебаний в бухтах. Таким образом, точность модели показывает успешное моделирование баротропного прилива вдоль юго-восточного побережья Камчатки.

Что касается чувствительности решения региональной модели к заданию условий на открытой границе, то сравнение результатов моделирования показало, что приливные колебания уровня слабо чувствительны к выбору глобальной модели FES2014 или TPXO9 как источника информации о приливных колебаниях уровня на открытой границе. Если делать выбор на основе сравнения в 2-х пунктах наблюдений, то использование модели FES2014 дает уменьшение векторной ошибки не более 0,6 см для K1, а для M2 — практически идентичны.

Далее анализируются результаты регионального моделирования, полученные при задании приливных колебаний уровня на открытой границе, заимствованные из глобальной модели TPXO9, т. к. данная модель имеет более высокое разрешения представляемых результатов для конечного потребителя и чаще используется другими пользователями.

Таблица

Table

Ошибки расчета гармонических постоянных в пунктах наблюдений. Ошибки модели FESOM–C представлены с граничными условиями из FES2014 и TPXO9

Model errors of harmonic constants at observation points. Errors of FESOM–C model are presented with boundary conditions from FES2014 and TPXO9

Пункт	Источник	Волна	Амплитуда, м	Фаза, град.	Разность амплитуд, м	Разность фаз, град.	Векторная ошибка, м
п. 188 «Морковая, бухта», 53.23°с.ш., 159.95°в.д.	наблюдения	M2	0,280	131,0			
	fesom_fes2014		0,268	123,2	0,012	7,8	0,028
	fesom_tpxo9		0,269	122,9	0,011	8,1	0,028
	fes2014		0,279	125,9	0,001	5,1	0,018
	tpxo9		0,282	125,5	–0,002	5,5	0,019
	наблюдения	K1	0,390	334,0			
	fesom_fes2014		0,382	345,5	0,008	–11,5	0,055
	fesom_tpxo9		0,371	346,8	0,019	–12,8	0,061
	fes2014		0,377	344,7	0,013	–10,7	0,051
	tpxo9		0,365	349,4	0,025	–15,4	0,074
п. 189 «Петропавловск н/К», 53.02°с.ш., 158.63°в.д.	наблюдения	M2	0,320	136,0			
	fesom_fes2014		0,300	129,4	0,020	6,6	0,029
	fesom_tpxo9		0,303	129,4	0,017	6,6	0,028
	fes2014		0,284	132,6	0,036	3,4	0,028
	tpxo9		0,300	131,4	0,020	4,6	0,022
	наблюдения	K1	0,430	333,0			
	fesom_fes2014		0,387	349,2	0,043	–16,2	0,087
	fesom_tpxo9		0,379	350,1	0,051	–17,1	0,092
	fes2014		0,384	348,1	0,046	–15,1	0,082
	tpxo9 *		0,371	351,3	0,059	–18,3	0,099

Примечание: * расположение пункта выходит за границы области источника данных, при экстраполяции применялся метод «ближайшего соседа»

5.2. Приливные карты

Приливные карты основных полусуточной (M2) и суточной (K1) гармоник не демонстрируют принципиальных различий в пространственной картине амплитуд и фаз (рис. 5). Фазы нарастают в юго-западном направлении, а амплитуды плавно увеличиваются от глубоководной области к берегу. Такой рисунок приливной карты типичен для крупномасштабной приливной волны Кельвина. Волна Кельвина распространяется вдоль континентального шельфа, где неравномерные глубина и береговая линия порождают некоторую изменчивость характеристик колебаний уровня. Локальные максимумы амплитуд наблюдаются у мыса Шипунский и в Авачинском заливе, и более явственно они выражены для суточной гармоники K1. Можно заметить также, что вдоль континентально склона и на шельфе амплитуды и фазы гармоники K1 испытывают большую изменчивость по сравнению с полусуточной гармоникой M2. Вблизи мыса Лопатка особенности модельного решения связаны с градиентом заданных здесь характеристик колебаний уровня на открытой границе, которые «ощущают» влияние близко расположенного Первого Курильского пролива.

5.3. Моноприливные течения

Рисунок 6 представляет приливные течения гармоник M2 и K1. Течения суточной гармоники преобладают над течениями полусуточной, обнаруживая усиление не только над банкой у мыса Шипунский, но и на шельфе северной части Авачинского залива и в юго-западной части области, где шельф становится заметно шире. Это может быть связано с образованием шельфовых волн суточного диапазона, эффект которых проявляется лучше в изменчивости течений. На мелких участках шельфа течения обеих составляющих отклоняются от режима близкого к реверсивному, сжатие эллипсов уменьшается, что типично в зонах больших значений диссипации энергии донным трением. Пространственная структура течений близка к той, которая была рассмотрена ранее для решений из глобальных моделей. Наше решение по амплитудам скорости ближе к полю течений из FES2014, за исключением юго-западной части модельной области, при условии, что граничная информация была заимствована из модели TPXO9.

5.4. Суммарный прилив

Суммарный прилив в модельных расчетах задан на границе комбинацией 12 гармонических составляющих и рассчитан с 1 января 2022 года. Для анализа используются результаты моделирования за синодический месяц 29,5 суток, приходящийся на июнь 2022 года, этот месяц был выбран как период, в котором наблюдаются максимальные значения прилива по астрономическим условиям в 2016–2023 гг.

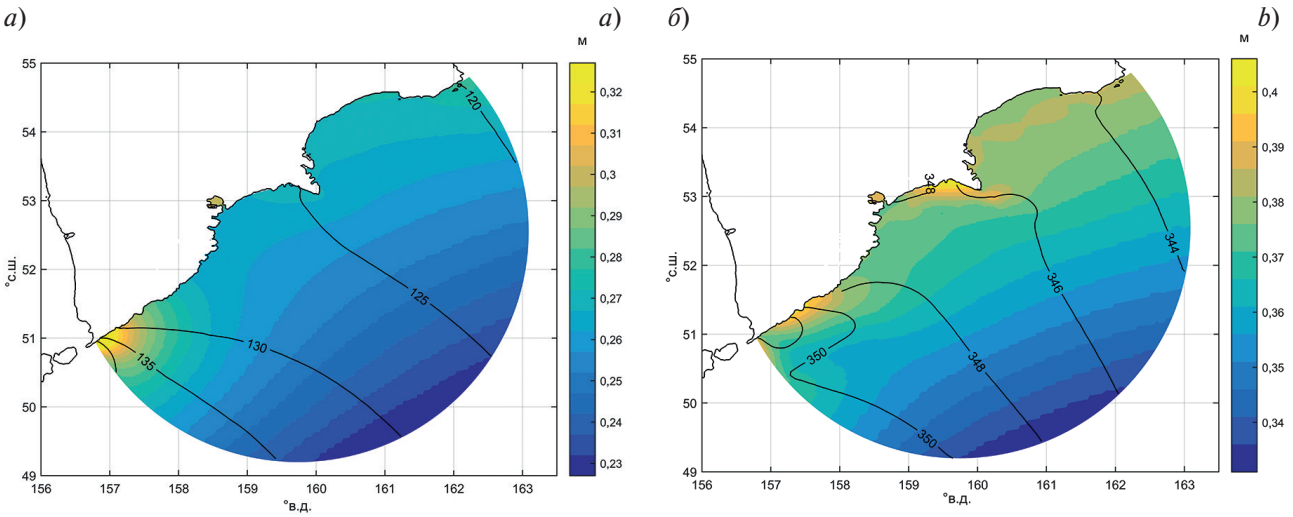


Рис. 5. Приливные карты колебаний уровня основных гармоник (региональная модель): *а* — M2; *б* — K1. Амплитуда колебаний показана цветовой шкалой, сплошные линии (котидали) — значения фаз в градусах, приведены к нулевому меридиану

Fig. 5. Tidal maps for principal harmonics (regional model): *a* — M2; *b* — K1. The amplitude is shown using a color scale. Solid lines (cotidal lines) represent phase values in degrees, referenced to the zero meridian

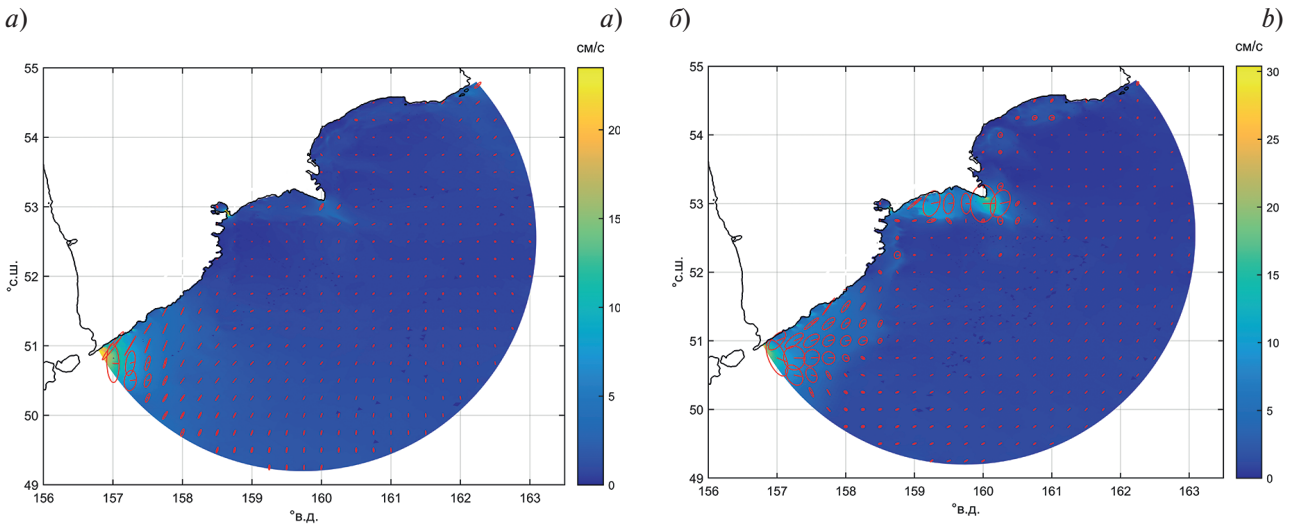


Рис. 6. Эллипсы приливных течений основных гармоник (региональная модель): *а* — M2; *б* — K1. Амплитуда скорости приливных течений (большая полуось приливного эллипса) изображена цветом, эллипсы показаны после интерполяции характеристик течений на равномерную сетку

Fig. 6. Tidal current ellipses of principal harmonics (regional model): *a* — M2; *b* — K1. The amplitude of tidal current velocity (major axis of tidal ellipse) is represented by color. The ellipses are shown after interpolating current characteristics onto a uniform grid

На рис. 7 показаны характеристики течений суммарного прилива. Максимальные скорости течения могут достигать 40 см/с на банке южнее мыса Шипунский. Повышенные значения скоростей отмечаются в Авачинском заливе, в том числе над глубоководными каньонами и далее на всем шельфе юго-востока Камчатки. В Кроноцком заливе течения заметно слабее. Особый интерес представляет остаточная приливная циркуляция, которая получается осреднением за период анализа скоростей течений, и относительная завихренность $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, где u и v — зональная и меридиональная составляющая скорости течений для правой системы координат, в которой ось x направлена на восток, ось y — на север. Остаточные течения — результат нелинейного взаимодействия потока с резкой топографией и отдельных приливных гармоник

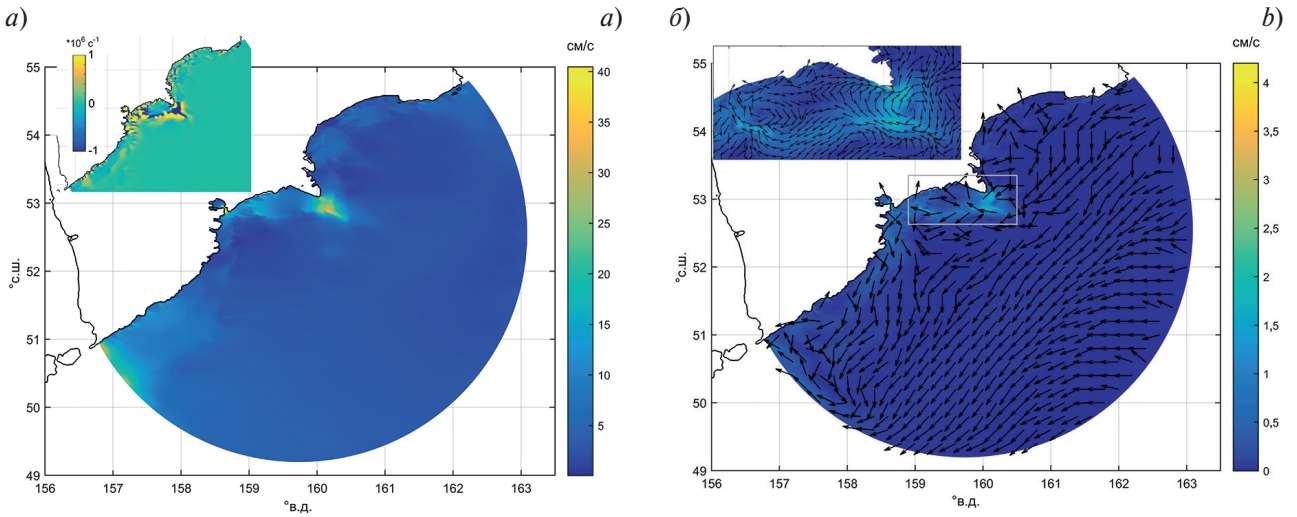


Рис. 7. Результаты моделирования суммарного прилива: *а* — максимальные течения за синодический месяц; *б* — остаточные (средние) течения за синодический месяц, интерполированные на равномерную сетку. На врезках *а* и *б* показаны остаточная завихренность и циркуляция, соответственно

Fig. 7. Results of modeling the total tidal currents: *a* — maximum currents for the synodic month; *b* — residual (average) currents for the synodic month, interpolated onto a uniform grid. Insets in a and b show the residual vorticity and circulation, respectively

между собой. Этот тип циркуляции играет важную роль в динамике шельфовой зоны, обеспечивая стационарный перенос, вызывая апвеллинг и формируя длительно живущие зоны вихрей и конвергенции течений. Как видно из рис. 7, *б* прилив создает фоновый перенос юго-западного направления во всей области и антициклонический вихрь к югу от мыса Шипунский. Локальные экстремумы в поле остаточной приливной завихренности (рис. 7, *а*, врезка) показывают, что вихревые структуры на шельфе и склоне заливов повсеместны. Вдоль склонов каньонов модель предсказывает сдвиговые приливные течения, что хорошо видно по резким градиентам завихренности со сменой её знака.

6. Заключение

Численная модель приливной динамики была успешно реализована для моделирования баротропного прилива вдоль юго-восточной части п-ва Камчатка и прилегающей акватории. Получены новые детальные приливные карты уровня и течений основных гармоник в акватории. Особенности модельного прилива объяснены с позиции волновой физики: в структуре прилива доминирует волна Кельвина, а в суточной гармонике ощутимо влияние захваченных шельфовых волн, которое проявляется во вдольбереговой изменчивости характеристик прилива, не так сильно выраженной для полусуточной составляющей. Моделирование суммарного прилива было выполнено впервые для данного района. Оценены максимальные течения и вихревые структуры, связанные с приливными течениями. Расчет выявил значимую остаточную приливную динамику на шельфе и материковом склоне Авачинского залива.

Задача моделирования прилива предварялась переоценкой сведений, которые доступны из баз глобальных приливных атласов TPXO9 и FES2014. Ранее сообщалось, что модели глобальных океанских приливов имеют существенные расхождения в мелководных прибрежных водах. Наш анализ, выполненный для северо-западной части Тихого океана, показал, что эти расхождения могут быть не только в таких районах. Ни одна из глобальных моделей не демонстрирует одинаково превосходных характеристик в некоторых зонах этого региона при сравнении с данными наблюдений, особенно в Охотском море. Это могут быть и зоны с большими амплитудами колебаний уровня, сильными приливными течениями (например, в проливах) и необычными локальными эффектами, порождаемыми, например, захваченными шельфовыми волнами. Однако средние ошибки по региону (путем осреднения по всем пунктам наблюдений) оказались невысоки и близки к заявленным оценкам точности. Расхождения с наблюдениями могут быть обусловлены как методами ассимиляции данных, так и разрешением сеток, используемых в глобальных приливных моделях.

Другой источник ошибок — неточные данные береговых наблюдений. Нам не известно, какие из мареографных пунктов наблюдений были использованы для ассимиляции в глобальных моделях, а какие — для сравнения и оценок их точности. Была проведена ревизия открытых справочных источников информации о гармонических постоянных колебаний уровня в северо-западном регионе Тихого океана. Были устранены ошибки и опечатки, найденные при анализе этой информации. В результате, новая верифицированная база данных гармонических постоянных колебаний уровня в регионе была использована для наших оценок пространственного распределения ошибок глобальных моделей в регионе.

Полученные нами результаты скорее подтверждают вывод, о том, что к данным, полученным по ассимиляционным глобальным приливным моделям, следует относиться критически, например, при оценках энергетики приливов или при назначении граничных условий в региональном моделировании. В нашем случае, выбор граничных условий из двух возможных источников практически не повлиял на результаты моделирования в водах, примыкающих к юго-восточной части Камчатского полуострова. Точность нашей региональной модели без использования ассимиляции данных при сравнении в береговых приливных пунктах не хуже тех, которые дают глобальные модели. К сожалению, информация о наблюдениях за приливными течениями отсутствует в районе, где моделировался прилив. В то же время, мы показали, что в этом же районе между данными глобальных моделей есть значимые расхождения касаемо характеристик максимальных приливных течений, достигающие половины самой величины их скорости. Расчетные суточные и полусуточные приливные течения по региональной модели в одних частях области близки к глобальным решениям, а в других имеют отличия. Эти противоречия мотивируют дальнейшие исследования.

Дополнительные материалы

Приложение. https://www.doi.org/10.59887/2073–6673.2023.16(4)-4-suppl

Supplementary materials

Appendix. https://www.doi.org/10.59887/2073–6673.2023.16(4)-4-suppl

Благодарности

Авторы благодарны А.А. Андросову за консультации по модели FESOM–C и В.А. Прощаковой за помощь в оцифровке приливных таблиц.

Acknowledgements

Gratitude is extended to A.A. Androsov for consultations regarding the FESOM–C model and to V.A. Proshchakova for assistance with digitizing tide tables.

Финансирование

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

Funding

This work was supported by the Russian Science Foundation, project No. 23-17-00174, https://rscf.ru/en/project/23-17-00174/

Литература

1. *Stammer D.*, *Ray R.D.*, *Andersen O.B.* et al. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models // Reviews of Geophysics. 2014. Vol. 52. P. 243–282. doi:10.1002/2014RG000450
2. *Cipollini P., Benveniste J.*, *Birol F.* et al. Satellite altimetry in coastal regions. In: Satellite altimetry over oceans and land surfaces / Eds. Stammer D., Cazenave A. CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2017. P. 343–380. doi:10.1201/9781315151779-11
3. *Ranji Z.*, *Hejazi K.*, *Soltanpour M.*, *Allahyar M.R.* Inter-comparison of recent tide models for the Persian Gulf and Oman Sea // Coastal Engineering Proceedings. 2016. N 35, currents. 9. doi:10.9753/icce.v35.currents.9
4. *Fu Y.*, *Feng Y.*, *Zhou D.* et al. Accuracy assessment of global ocean tide models in the South China Sea using satellite altimeter and tide gauge data // Acta Oceanologia Sinica. 2020. Vol. 39. P. 1–10. doi:10.1007/s13131-020-1685-y
5. *Sun W.*, *Zhou X.*, *Zhou D.*, *Sun Y.* Advances and accuracy assessment of ocean tide models in the Antarctic Ocean // Frontiers in Earth Science. 2022. Vol.10. doi:10.3389/feart.2022.757821
6. *Khomsin D.*, *Pratomo G.*, *Rohmawati C.N.* Analysis of accuracy comparison tidal global (FES2014, TPXO9) and regional (BIG Prediction) models to the existing tides in Surabaya and surrounding waters // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. N 936. P. 012028. doi:10.1088/1755-1315/936/1/012028
7. *Hart-Davis M.G.*, *Dettmering D.*, *Sulzbach R.* et al. Regional Evaluation of Minor Tidal Constituents for Improved Estimation of Ocean Tides // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, iss. 16, N 3310. doi:10.3390/rs13163310
8. *Lee J.-C., Lee D-H.* Accuracy assessment of recent global ocean tide models using tide gauge measurements from the East Sea of Korea // Journal of Coastal Research. 2023. Vol. 39, N 2. P. 354–359. doi:10.2112/JCOASTRES-D-22TM-00010.1
9. *de Azkue M.F.*, *D'Onofrio E.E.*, *Jacobs A.* Assessing the accuracy of ocean tide models by using variance of residuals of satellite sea level heights in the Patagonian shelf // Anales Del Instituto De La Patagonia. 2022. Vol. 50. doi:10.22352/AIP202250004
10. *Ahn J.E.*, *Ronan A.D.* Impact of discrepancies between global ocean tide models on tidal simulations in the Shinnecock Bay area // Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. 2019. Vol. 145, N 2. doi:10.1061/(ASCE)WW.1943–5460.0000500
11. *Saraceno M.*, *D'Onofrio E.E.*, *Fiore M.E.*, *Grismeyer W.H.* Tide model comparison over the Southwestern Atlantic Shelf // Continental Shelf Research. 2010. Vol. 30, N 17. P. 1865–1875. doi:10.1016/j.csr.2010.08.014
12. *Ray R.D.*, *Loomis B.D.*, *Luthcke S.B.*, *Rachlin K.E.* Tests of ocean-tide models by analysis of satellite-to-satellite range measurements: an update // Geophysical Journal International. 2019. Vol. 217. P. 1174–1178. doi:10.1093/gji/ggz062
13. *Egbert G.D.*, *Erofeeva S.Y.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. Vol. 19, N 2. P. 183–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183: EIMOBO>2.0.CO;2
14. *Lyard F.*, *Allain D.*, *Cancet M.*, *Carrère L.*, *Picot N.* FES2014 global ocean tide atlas: design and performance // Ocean Science, European Geosciences Union. 2021. Vol. 17. P. 615–649. doi:10.5194/os-17-615-2021

15. *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. Vol. 189. P. 105–119. doi:10.36038/2307-3497-2022-189-105-119
16. *Suzuki K.*, *Kanari S.* Tidal simulation of the Sea of Okhotsk // Kaiyo Kagaku. 1986, Vol. 18 P. 455–463. (in Japanese)
17. *Kowalik Z., Polyakov I.* Tides in the Sea of Okhotsk // Journal of Physical Oceanography 1998. Vol. 28, N 7. P. 1389–1409. doi:10.1029/93jc01363
18. *Мороз В.В.*, *Богданов К.Т.*, *Ростов В.И.*, *Ростов И.Д.* Электронный атлас приливов окраинных морей северной Пацифики // Вестник ДВО РАН. 2010. № 1. С. 102–106.
19. *Nekrasov A.V.*, *Romanenkov D.A.* Impact of tidal power dams upon tides and environmental conditions in the Sea of Okhotsk // Continental Shelf Research. 2010. Vol. 30, N 6. P. 538–552. doi:10.1016/j.csr.2009.06.005
20. *Nakamura T.*, *Awaji T.*, *Hatayama T.*, *Kazunori A.* Tidal exchange through Kuril Straits // Journal of Physical Oceanography. 2000. Vol. 30. P. 1622–1644. doi:10.1175/1520-0485(2000)030<1622: TETTKS>2.0.CO;2
21. *Nakamura T.*, *Matthews J.P.*, *Awaji T.*, *Mitsudera H.* Submesoscale eddies near the Kuril Straits: Asymmetric generation of clockwise and counterclockwise eddies by barotropic tidal flow // Journal of Geophysical Research. Oceans. 2012. Vol. 117, N C12. doi:10.1029/2011JC007754
22. *Tanaka Y.*, *Hibiya T.*, *Niwa Y.*, *Iwamae N.* Numerical study of K1 internal tides in the Kuril Straits // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115, N C9. doi:10.1029/2009jc005903
23. *Zaron E.D.* Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk // Ocean Modelling. 2017. Vol. 117. P. 1–11. doi:10.1016/j.ocemod.2017.06.011
24. *Shu H.W.*, *Mitsudera H.*, *Yamazaki K.* et al. Tidally modified western boundary current drives interbasin exchange between the Sea of Okhotsk and the North Pacific // Scientific Reports. 2021. Vol. 11, N 12037. doi:10.1038/s41598-021-91412-y
25. *Любицкий Ю.В.* Об оценке качества прогнозов суммарных уровней приливного моря // Юбилейный выпуск «ДВНИГМИ-65 лет». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 52–62.
26. *Родионов А.А.*, *Андросов А.А.*, *Фофонова В.В.*, *Кузнецов И.С.*, *Вольцингер Н.Е.* Моделирование приливной динамики северных проливов Курильской гряды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 20–34. doi:10.7868/S2073667321030023
27. *Ефимов В.В.*, *Куликов Е.А.*, *Рабинович А.Б.*, *Файн И.В.* Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 280 с.
28. *Шевченко Г.В.*, *Романов А.А.* Определение параметров суточных приливных шельфовых волн в районе Северных Курильских островов по данным спутниковой альтиметрии // Исследование Земли из космоса. 2008. № 3. С. 76–87.
29. Таблицы приливов. Гармонические постоянные для предвычисления приливов. Л.: Изд. Гидрографического управления ВМФ СССР. 1948. Т. 2. 295 с.
30. Таблицы приливов. Воды Азиатской части СССР и прилегающих зарубежных районов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 192 с.
31. Admiralty tide tables. Vol.41998. / NP 204. Pacific Ocean (Including tidal stream tables). Taunton, Somerset: United Kingdom Hydrographic Office. 1998. NP204.
32. National Data Buoy Center (NDBC). Current online. 2023. URL: https://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=21419; https://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=21416 (дата обращения: 20.06.2023).
33. WXTIDE32. Windows tide and current prediction program. URL: http://www.wxtide32.com/ (дата обращения: 20.06.2023).
34. *Androsov A.*, *Fofonova V.*, *Kuznetsov I.* et al. FESOM–C v.2: coastal dynamics on hybrid unstructured meshes // Geoscientific Model Development. 2019. Vol. 12. P. 1009–1028. doi:10.5194/gmd-12–1009–2019
35. *Зинченко В.А.*, *Романенков Д.А.*, *Андросов А.А.* Сравнение вычислительной эффективности модели FESOM-c для расчета прибрежной баротропной гидродинамики при использовании различных неструктурированных сеток // Процессы в геосредах. 2018. № 3 (17). С. 227–228.
36. *Kuznetsov I.*, *Androsov A.*, *Fofonova V.* et al. Evaluation and Application of Newly Designed Finite Volume Coastal Model FESOM–C, Effect of Variable Resolution in the Southeastern North Sea // Water. 2020. Vol. 12, N 5. P. 1412. doi:10.3390/w12051412
37. *Fofonova V.*, *Androsov A.*, *Sander L.* et al. Non-linear aspects of the tidal dynamics in the Sylt-Rømø Bight, south-eastern North Sea // Ocean Science. 2019. Vol. 15. P. 1761–1782. doi:10.5194/os-15-1761–2019
38. *Fofonova V.*, *Kärnä T.*, *Klingbeil K.* et al. Plume spreading test case for coastal ocean models // Geoscientific Model Development. 2021. Vol. 14, N 11. P. 6945–6975. doi:10.5194/gmd-14-6945–2021
39. *Geuzaine C.*, *Remacle J.-F.* Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities // International Journal for Numerical Methods in Engineering. 2009. Vol. 79, N 11. P. 1309–1331. doi:10.1002/nme.2579

40. *Holt J.*, *Hyder P.*, *Ashworth M.* et al. Prospects for improving the representation of coastal and shelf seas in global ocean models // Geoscientific Model Development. 2017. Vol. 10. P. 499–523. doi:10.5194/gmd-10-499–2017
41. NOAA National Centers for Environmental Information. 2022: ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information. doi: 10.25921/fd45-gt74 (дата обращения: 27.06.2023).
42. *Дуванин А.И.* Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.
43. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х. Глуховского, Н.П. Гоптарева, Ф.С. Терзиева. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 398 с.
44. *Shevchenko G.V.*, *Rabinovich A.B.*, *Thomson R.E.* Sea-ice drift on the Northeastern Shelf of Sakhalin Island // Journal of Physical Oceanography. 2004. Vol. 34, N 11. P. 2470–2491. doi:10.1175/JPO2632.1

References

1. *Stammer D.*, *Ray R.D.*, *Andersen O.B.* et al. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. *Reviews of Geophysics*. 2014, 52, 243–282. doi:10.1002/2014RG000450
2. *Cipollini P.*, *Benveniste J.*, *Birol F.* et al. Satellite altimetry in coastal regions. *Satellite altimetry over oceans and land surfaces* / Eds. Stammer D., Cazenave A. CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2017. pp. 343–380. doi:10.1201/9781315151779-11
3. *Ranji Z.*, *Hejazi K.*, *Soltanpour M.*, *Allahyar M.R.* Inter-comparison of recent tide models for the Persian Gulf and Oman Sea. *Coastal Engineering Proceedings*. 2016, 35, currents. 9. doi:10.9753/icce.v35.currents.9
4. *Fu Y.*, *Feng Y.*, *Zhou D.* et al. Accuracy assessment of global ocean tide models in the South China Sea using satellite altimeter and tide gauge data. *Acta Oceanologia Sinica*. 2020, 39, 1–10. doi:10.1007/s13131-020-1685-y
5. *Sun W.*, *Zhou X.*, *Zhou D.*, *Sun Y.* Advances and accuracy assessment of ocean tide models in the Antarctic Ocean. *Frontiers in Earth Science*. 2022, 10. doi:10.3389/feart.2022.757821
6. *Khomsin D.*, *Pratomo G.*, *Rohmawati C.N.* Analysis of accuracy comparison tidal global (FES2014, TPXO9) and regional (BIG Prediction) models to the existing tides in Surabaya and surrounding waters. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2021, 936, 012028. doi:10.1088/1755-1315/936/1/012028
7. *Hart-Davis M.G.*, *Dettmering D.*, *Sulzbach R.* et al. Regional Evaluation of Minor Tidal Constituents for Improved Estimation of Ocean Tides. *Remote Sensing*. 2021, 13(16), 3310. doi:10.3390/rs13163310
8. *Lee J.-C.*, *Lee D-H.* Accuracy assessment of recent global ocean tide models using tide gauge measurements from the East Sea of Korea. *Journal of Coastal Research*. 2023, 39(2), 354–359. doi:10.2112/JCOASTRES-D-22TM-00010.1
9. *de Azkue M.F.*, *D'Onofrio E.E.*, *Jacobs A.* Assessing the accuracy of ocean tide models by using variance of residuals of satellite sea level heights in the Patagonian shelf. *Anales Del Instituto De La Patagonia*. 2022, 50. doi:10.22352/AIP202250004
10. *Ahn J.E.*, *Ronan A.D.* Impact of discrepancies between global ocean tide models on tidal simulations in the Shinnecock Bay area. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. 2019, 145(2). doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000500
11. *Saraceno M.*, *D'Onofrio E.E.*, *Fiore M.E.*, *Grismeyer W.H.* Tide model comparison over the Southwestern Atlantic Shelf. *Continental Shelf Research*. 2010, 30(17), 1865–1875. doi:10.1016/j.csr.2010.08.014
12. *Ray R.D.*, *Loomis B.D.*, *Luthcke S.B.*, *Rachlin K.E.* Tests of ocean-tide models by analysis of satellite-to-satellite range measurements: an update. *Geophysical Journal International*. 2019, 217, 1174–1178. doi:10.1093/gji/ggz062
13. *Egbert G.D.*, *Erofeeva S.Y.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002, 19(2), 183–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183: EIMOBO>2.0.CO;2
14. *Lyard F.*, *Allain D.*, *Cancet M.*, *Carrère L.*, *Picot N.* FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science, European Geosciences Union*. 2021, 17, 615–649. doi:10.5194/os-17-615–2021
15. *Varkentin A.I.*, *Saushkina D.Y.* Some issues of walleye pollock reproduction in the pacific waters adjacent to the Kamchatka peninsula and the northern Kuril Islands in 2013–2022. *Trudy VNIRO*. 2022, 189, 105–119. doi:10.36038/2307-3497-2022-189-105-119 (in Russian).
16. *Suzuki K.*, *Kanari S.* Tidal simulation of the Sea of Okhotsk. *Kaiyo Kagaku*. 1986, 18, 455–463 (in Japanese).
17. *Kowalik Z.*, *Polyakov I.* Tides in the Sea of Okhotsk. *Journal of Physical Oceanography*. 1998, 28(7), 1389–1409. doi:10.1029/93jc01363
18. *Moroz V.V.*, *Bogdanov K.T.*, *Rostov V.I.*, *Rostov I.D.* Electronic Atlas of tides of the marginal seas of the Northern Pacific. *Vestnik DVO RAN*. 2010, 1, 102–106 (in Russian).
19. *Nekrasov A.V.*, *Romanenkov D.A.* Impact of tidal power dams upon tides and environmental conditions in the Sea of Okhotsk. *Continental Shelf Research*. 2010, 30(6), 538–552. doi:10.1016/j.csr.2009.06.005
20. *Nakamura T.*, *Awaji T.*, *Hatayama T.*, *Kazunori A.* Tidal exchange through Kuril Straits. *Journal of Physical Oceanography*. 2000, 30, 1622–1644. doi:10.1175/1520–0485(2000)030<1622: TETTKS>2.0.CO;2
21. *Nakamura T.*, *Matthews J.P.*, *Awaji T.*, *Mitsudera H.* Submesoscale eddies near the Kuril Straits: Asymmetric generation of clockwise and counterclockwise eddies by barotropic tidal flow. *Journal of Geophysical Research. Oceans*. 2012, 117(C12). doi:10.1029/2011JC007754

22. *Tanaka Y.*, *Hibiya T.*, *Niwa Y.*, *Iwamae N.* Numerical study of K1 internal tides in the Kuril Straits. *Journal of Geophysical Research*. 2010, 115(C9). doi:10.1029/2009jc005903
23. *Zaron E.D.* Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk. *Ocean Modelling*. 2017, 117, 1–11. doi:10.1016/j.ocemod.2017.06.011
24. *Shu H.W.*, *Mitsudera H.*, *Yamazaki K.* et al. Tidally modified western boundary current drives interbasin exchange between the Sea of Okhotsk and the North Pacific. *Scientific Reports*. 2021, 11(12037). doi:10.1038/s41598-021-91412-y
25. *Lyubitsky Yu.V.* On assessing the quality of forecasts of total tidal sea levels. *Anniversary issue «FERHRI-65 years»*. *Vladivostok*, *Dalnauka*, 2015, 52–62.
26. *Rodionov A.A.*, *Androsov A.A.*, *Fofonova V.V.*, *Kuznetsov I.S.*, *Voltzinger N.E.* Modeling the tidal dynamics of the northern straits of the Kuril Ridge. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14(3), 20–34. doi:10.7868/S2073667321030023 (in Russian).
27. *Efimov V.V.*, *Kulikov E.A.*, *Rabinovich A.B.*, *Fain I.V.* Ocean Boundary Waves. *Leningrad*, *Gidrometeoizdat*, 1985. 280 p. (in Russian).
28. *Shevchenko G.V., Romanov A.A.* Determination of diurnal shelf waves parameters in the area of north Kuril Islands from the satellite altimetry data. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2008, 3, 76–87 (in Russian).
29. Tide tables. Harmonic constants for tide prediction. *Leningrad. Hydrographic Department of the Navy of USSR*. 1948. V. 2. 295 p. (in Russian).
30. Tide tables. Waters of the Asian Part of USSR and adjacent foreign regions. *Leningrad*, *Gidrometeoizdat*, 1960. 192 p. (in Russian).
31. Admiralty tide tables. Vol.41998. / NP 204. Pacific Ocean (Including tidal stream tables). *Taunton*, *Somerset*, *United Kingdom Hydrographic Office*, 1998. NP204.
32. National Data Buoy Center (NDBC). Current online. 2023. URL: https://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=21419; https://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=21416 (Accessed: 20.06.2023).
33. WXTIDE32. Windows tide and current prediction program. URL: http://www.wxtide32.com/ (Accessed: 20.06.2023).
34. *Androsov A.*, *Fofonova V.*, *Kuznetsov I.* et al. FESOM–C v.2: coastal dynamics on hybrid unstructured meshes. *Geoscientific Model Development*. 2019, 12, 1009–1028. doi:10.5194/gmd-12-1009–2019
35. *Zinchenko V.A.*, *Romanenkov D.A.*, *Androsov A.A.*, *Zinchenko V.A.*, *Romanenkov D.A.*, *Androsov A.A.* Comparison of the computational efficiency of the FESOM-c model for calculating coastal barotropic hydrodynamics using different unstructured meshes. *Processes in GeoMedia*. 2018, 3(17), 227–228 (in Russian).
36. *Kuznetsov I.*, *Androsov A.*, *Fofonova V.* et al. Evaluation and Application of Newly Designed Finite Volume Coastal Model FESOM–C, Effect of Variable Resolution in the Southeastern North Sea. *Water*. 2020, 12(5), 1412. doi:10.3390/w12051412
37. *Fofonova V.*, *Androsov A.*, *Sander L.* et al. Non-linear aspects of the tidal dynamics in the Sylt-Rømø Bight, south-eastern North Sea. *Ocean Science*. 2019, 15, 1761–1782. doi:10.5194/os-15-1761–2019
38. *Fofonova V.*, *Kärnä T.*, *Klingbeil K.* et al. Plume spreading test case for coastal ocean models. *Geoscientific Model Development*. 2021, 14(11), 6945–6975. doi:10.5194/gmd-14-6945–2021
39. *Geuzaine C.*, *Remacle J.-F.* Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*. 2009, 79(11), 1309–1331. doi:10.1002/nme.2579
40. *Holt J.*, *Hyder P.*, *Ashworth M.* et al. Prospects for improving the representation of coastal and shelf seas in global ocean models. *Geoscientific Model Development*. 2017, 10, 499–523. doi:10.5194/gmd-10-499–2017
41. NOAA National Centers for Environmental Information. 2022: ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.25921/fd45-gt74 (Accessed: 27.06.2023).
42. *Duvanin A.I.* Sea Tides. *Leningrad*, *Gidrometeoizdat*. 1960. 390 p. (in Russian).
43. Hydrometeorology and Hydrochemistry of the Seas. Vol. 9. The Okhotsk Sea. Part. 1. Hydrometeorological conditions. *St. Petersburg, Gidrometeoizdat*. 2003. 398 p. (in Russian).
44. *Shevchenko G.V.*, *Rabinovich A.B.*, *Thomson R.E.* Sea-ice drift on the Northeastern Shelf of Sakhalin Island. *Journal of Physical Oceanography*. 2004, 34(11), 2470–2491. doi:10.1175/JPO2632.1

Об авторах

РОМАНЕНКОВ Дмитрий Анатольевич, кандидат географических наук,
РИНЦ AuthorID: 61515, ORCID ID: 0009-0005-0374-486X, Scopus AuthorID: 6506855768,
WoS ResearcherID: U-8280-2017, dmromanenkov@yandex.ru
СОФЬИНА Екатерина Владимировна, кандидат физико-математических наук,
РИНЦ AuthorID: 169097, ORCID ID: 0000-0001-9206-8253, Scopus AuthorID: 23111468200,
WoS ResearcherID: E-3920–2014, sofjina_k@mail.ru
РОДИКОВА Александра Евгеньевна, rodikovaa99@gmail.com

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-5

УДК 551.464.3

© *A. S. Malysheva*[1,2*], *I. V. Radchenko*[1], *D. V. Pozdnyakov*[1–3], 2023

[1]Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, 7 14th Line V.O., St. Petersburg, 199034, Russia
[2]St. Petersburg State University, 7–9 Universitetskaya Emb., St. Petersburg, 199034, Russia
[3]Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 11 Pushkinskaya Str., Petrozavodsk, 185910, Russia
*alexandra.malysheva@niersc.spb.ru

ARCTIC OCEAN ACIDIFICATION DYNAMICS DURING 1993–2021 AND ITS PROJECTIONS FOR THE REST OF THIS CENTURY

Received 15.03.2023, Revised 11.08.2023, Accepted 24.08.2023

Abstract

Dynamics of acidification of the Arctic Ocean through 1993–2021 and predictions of further tendencies of this process until the end of 2100 were assessed making use of both the GLODAPv.2021 and the Global Ocean Biogeochremistry Hindcast (GOBH) reanalysis data on pH. The projections of pH were performed by CMIP6 models for four scenarios of rates of socio-economic and agricultural development and emissions of greenhouse gases: SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0 and SSP5–8.5.

The tendencies of pH decline over the last 27 years (1993–2019) as determined from the GLODAP in situ and the reanalysis data over 1993–2021 proved to be, respectively –0.9 % (from 8.18–8.11) and –0.7 % (from 8.10–8.05). Thus, the annual acidification rate as assessed from both data sources proved to be –0.03 %.

Through the percentile method-based comparison of consistency of historical observation data on pH with GBH model hindcast four best models were identified: MPI-ESM1–2-LR, NorESM2-MM, NorESM2-LM, and CMCC-ESM2. The projection results strongly indicate that the Arctic Ocean acidification will continue till the end of this century. The highest rates of pH decrease (–4.9 % and –6.2 %) were forecasted, respectively, for scenarios SSP3–7.0 and SSP5–8.5 that implied the global mean temperature increases by 3.6 °C and 4.4 °C, respectively. A comparison of the results obtained with the previously made assessments is indicative that by the end of the current century the rate of acidification (i. e. pH decrease) in the Arctic should be expected to be higher than that averaged over the World Oceans: the difference for each of the SSP scenarios proved to be –0.1.

Keywords: Arctic Ocean, water acidification drivers, past and ongoing dynamics of pH, in situ GLODAP data, reanalysis data, CMIP6 model simulations, acidification hindcast and projections for 2100

© *А. С. Малышева*[1,2*], *Ю. В. Радченко*[1], *Д. В. Поздняков*[1–3], 2023

[1]Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена», 199034, Санкт-Петербург, 14-я Линия В.О., д. 7
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9
[3]Карельский научный центр Российской академии наук, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11
*alexandra.malysheva@niersc.spb.ru

ДИНАМИКА ПОДКИСЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В 1993–2021 ГГ. И ЕЕ ПРОГНОЗ НА КОНЕЦ 21-ГО ВЕКА

Статья поступила в редакцию 15.03.2023, после доработки 11.08.2023, принята в печать 24.08.2023

Аннотация

С использованием данных GLODAP v.2021 и реанализа Global Ocean Biogeochremistry Hidcast GOBH по параметру pH проведены численные оценки динамики подкисления вод Арктического региона (60–90° с. ш.) за период 1993–2021 гг. и выявлены тенденции подкисления океана (ПО) в свете проекций климата Арктики до конца 2100 года. Будущие тенденции ПО были рассчитаны по моделям CMIP6 для четырех сценариев Shared Socioeconomic Pathways (SSP), в которых представлены разные уровни социально-экономического и сельскохозяйственного развития и эмиссии парниковых газов: SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0 и SSP5–8.5.

Ссылка для цитирования: *Малышева А.С.*, *Радченко Ю.В.*, *Поздняков Д.В.* Динамика подкисления Северного Ледовитого океана в 1993–2021 гг. и ее прогноз на конец 21-го века // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 63–74. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-5
For citation: *Malysheva A.S.*, *Radchenko I.V.*, *Pozdnyakov D.V.* Arctic Ocean acidification dynamics during 1993–2021 and its projections for the rest of this century. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 63–74. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-5

Тенденции снижения pH, определенные по *in situ* данным GLODAP за период 1993–2019 гг. и по данным реанализа за 1993–2021 гг., составили, соответственно: –0,9 % (от 8,18–8,11) и –0,7 % (от 8,10–8,05). Таким образом, годовая скорость подкисления, оцененная по обоим источникам данных, составила –0,03 %.

На основе метода перцентилей сравнены исторические сценарии pH моделей CMIP6 с данными реанализа, и на этой базе установлены четыре лучшие модели: MPI-ESM1–2-LR, NorESM2-MM, NorESM2-LM и CMCC-ESM2. Результаты прогнозирования указывают на то, что подкисление вод Арктики будет продолжаться до конца этого столетия. Наибольшие темпы снижения pH (–4,9 % и –6,2 %) соответствуют сценариям SSP3–7.0 и SSP5–8.5, предполагающих повышение средней глобальной температуры на 3,6 °C и 4,4 °C соответственно. Сопоставление полученных результатов с численными оценками динамики pH других авторов свидетельствует, что к концу текущего столетия скорость подкисления (т. е. снижения pH) в Арктике следует ожидать выше, чем в среднем по Мировому океану: разница между каждым из SSP сценариев оказалась равной –0,1.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, факторы подкисления воды, историческая и текущая динамика pH, in situ GLODAP data, реанализ, модели CMIP6, прогноз подкисления и проекции на 2100 г.

1. Introduction

The World's oceans (WO) are the main sink for atmospheric CO_2. An increase in atmospheric CO_2 concentration alters the balance between the partial pressure of CO_2 (pCO_2) at the ocean-atmosphere interface, increasing the flow of CO_2 into the ocean. Dissolved CO_2 interacts with water molecules to form carbonic acid, which dissociates into bicarbonates (HCO_3^{2-}) and free hydrogen ions [H^+] [1]. The enhancement of [H^+] concentration implies acidification of the environment, i. e., a decline in pH over decades or longer time periods [2].

Sources of increased CO_2 in the atmosphere primarily include anthropogenic activities such as burning fossil fuels (coal, oil, natural gas), deforestation, and chemistry-based land use practices. In addition, many natural sources, such as volcanic eruptions, decomposition of wood processing waste, and increased liberation and ensuing mineralization of soil organic matter under conditions of global warming contribute significantly [3].

In addition to increased flux of CO_2 from the atmosphere, other physical and biogeochemical processes influence the dynamics of ocean acidification (OA) among which are *1.* photosynthesis of marine phytoplankton, during which enormous amounts of atmospheric CO_2 are fixed annually, *2.* biological mineralization of both organic matter (including its dissolved fraction) and dead organisms; *3.* remineralization in coastal surface waters of organic carbon from land runoff, *4.* melting of sea ice, *5.* vertical mixing due to strong wind action, *6–7.* enhanced Ekman transport and upwelling. Combined with increased anthropogenic CO_2, all of the above factors/processes continuously condition the level of OA [4–7].

Significant acidification of seawater can cause major changes in the ocean carbonate system, affecting the partial pressure of dissolved CO_2, pCO_2, concentration of dissolved inorganic matter, levels of pH and alkalinity, and $CaCO_3$ saturation state [8]. In combination with global warming that drives a global decline of dissolved oxygen in the ocean, referred to as ocean deoxygenation, because of warming-induced reduction in O_2 solubility, increased stratification and reduced ventilation [9, 10], OA is liable to cause changes in metabolism in marine organisms as well as alterations of biogeochemical cycles, changes in ecosystems and their interactions [11]. In the case of calcifying organisms, a marked slowdown is observed in their calcification rates driven by a chain of consequential chemical responses: increase in pCO_2, ensuing decrease in pH and reduction of carbonate ion concentration, CO_3^{2-} [12]. Due to OA enhancement, ion exchange in bony fish and marine invertebrates is reportedly reduced, inhibiting protein synthesis and causing metabolic rate lowering [13]. Under more acidic conditions, physiological and behavioral functions of living organisms are allegedly impaired [14].

The reconstruction of the historical chronicles testifies to OA events that occurred in the early geological epochs. The most significant event occurred during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum [PETM — Paleocene-Eocene Thermal Maximum] [15], which resulted in a catastrophic disruption of the carbon cycle and cardinal changes in the climatic status on a planetary scale. It has been estimated that over the past 10,000 years, surface water pH was 8.2 and varied by less than ~0.04 [16]. Remarkably, pH was 0.1–0.2 units higher during glacial periods than during interglacial periods.

As noted above, OA processes are closely related to the variability of atmospheric CO_2 concentrations, which have increased since the pre-industrial epoch, from 280 parts per million (ppm) to 380 ppm at the beginning of the 21st century [17]. It was a huge increase over the last 20,000 years (since the peak of the last ice age). By the middle of the 21st century, atmospheric CO_2 levels could reach 500 ppm and even exceed 800 ppm by the end of the century [17]. Predicted high CO_2 concentrations are expected to lower the pH level of the world's surface ocean waters by the end of 2100 by 0.3 units compared to current conditions and by 0.4 units compared to pre-industrial conditions. Such changes imply a 2.5-fold enhancement of hydrogen ion concentration, [H^+] in the ocean compared to the beginning of the industrial era [18].

The average pH of surface waters in the WO ranges from 7.9 to 8.3, i. e. seawater is a slightly alkaline solution [19]. Counting for the time period 1800–1994, the WO waters have absorbed about 30 % of anthropogenic carbon emissions [20]. This resulted in pH decrease in global surface water of about 0.1 (8.25 to 8.14) [17, 21], which corresponds to a nearly 30 % increase in $[H^+]$ [17]. As in the early 2000s, pH was ~8.069, corresponding to a ~28.8 % decrease relative to the pre-industrial era [17].

It is found that in high latitudes, the rate of OA is twice as fast as in the tropics and subtropics [18]. In the Arctic, OA is thought to be enhanced by low water temperatures, increased freshwater storage (river runoff and ice melt), and influx of low pH Pacific waters [22]. In addition, in coastal areas, which is especially characteristic of the Laptev Sea, the East Siberian and Chukchi Seas, high concentrations of CO_2 are the result of the aforementioned process of decomposition of allochthonic organic matter that is carried out in large amounts with river waters [22].

In light of the above, it was of interest to (*i*) numerically assess the contemporary (1993–2021) dynamics of acidification of the Arctic Ocean (AO) as an area of particularly significant climate warming — the so-called Arctic acceleration phenomenon [23] and (*ii*) to analyze future OA trends in light of climate change projections for the current century. The results of these investigations are reported in the present paper.

2. Data sources for this study and their characteristics

In situ data from the GLODAPv2.2021 (Global Ocean Data Analysis Project) database [24], were used. Estimates of pH, water temperature [°C], and chlorophyll-*a* concentration [mg m^{-3}] were taken from 1993 to 2019 at 4,970 stations in the surface horizon (0–20 m). The stated accuracy of the pH data is 0.005. The pH values are referenced to a common scale from in situ water temperature and atmospheric pressure data. The data are not interpolated on a regular grid.

The main part of measurements was from May to October. The greatest number of measurements was carried out in the warm period of the year when the ice-free area is maximal: in July (879 stations out of 4970), August (1326 stations out of 4970) and September (1180 stations out of 4970). These stations are located in the central part of the Arctic, as well as in the North Atlantic, the Beaufort Sea, the Bering Strait, the Laptev and the East Siberian Seas. From October to May there are data on the stations predominantly located in the Greenland and Norwegian Seas.

It was found that the range of pH values according to the GLODAP database was from 6.97 to 9.35, with an average value of 8.14±0.13. The distribution of pH values appeared to be close to normal (Fig. 1, *a*).

The spatial distribution of pH in the AO is characterized by considerable heterogeneity (Fig. 2, *a*). In the deltas of both large and some less high-flowing Siberian rivers (Ob, Yenisei, Lena, Kolyma, Palyavaam, Anadyr) pH values drop drastically down (to 7.8 and even 7.7), which determines the acidification of vast seas such as the Laptev and the

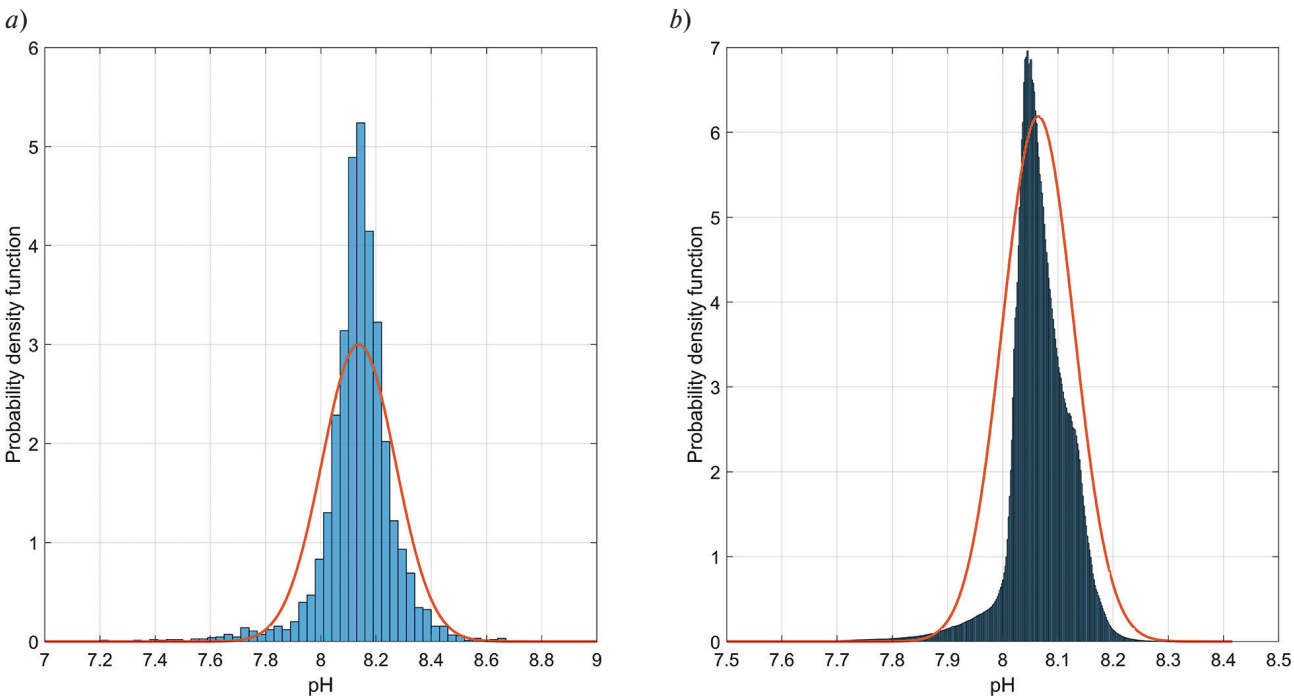


Fig. 1. AO: Distribution of probability density of pH values according to: *a* — the GLODAP data (n = 4970); *b* — the reanalysis data (n = 60635520). Brown line = normal distribution; pH scale is given as a colour bar

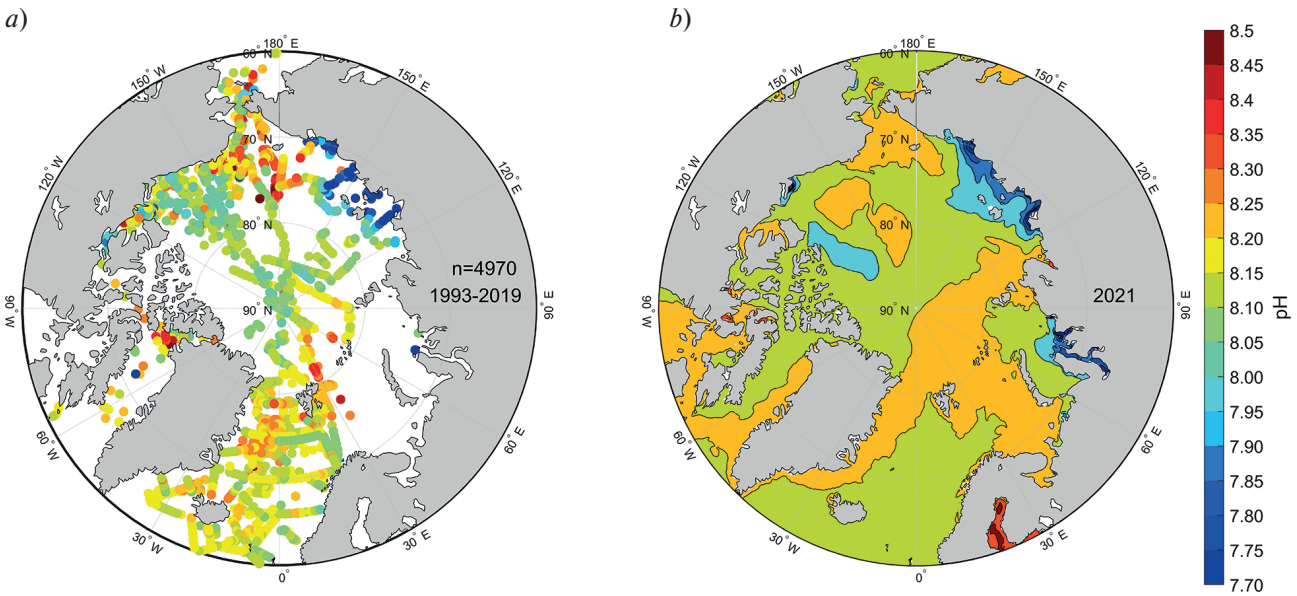


Fig. 2. Spatial distribution of: *a* — GLODAP station locations and their determined pH values for the period 1993–2019; *b* — mean pH values from the reanalysis data for 2021; pH scale for both datasets is given as a colour bar

East Siberian Seas, as well as locally the Bering Sea (Fig. 2, *a*). As noted in the Introduction section, acidification in these areas is the result of biochemical (partly photochemical) oxidation/mineralization of dissolved organic matter, which Siberian riverine waters are rich in due to the presence of vast ranges of soils with high humus content in their catchment areas [25, 26]. A similar explanation can be given for the existence of more acidified areas of the AO water area in the Canadian shelf zone influenced by the Mackenzie River runoff.

Values above the mean (more than 8.1) are characteristic of waters in the Northern AO in the area of the Spitsbergen Archipelago and Iceland (zones of outlet of deep and, therefore, less acidified waters as they were not exposed to the increasing input of CO_2 from the atmosphere) as well as in the Bering Sea. Another pH-enhanced part of the AO is the extensive area of inflow of the Pacific water into the AO through the Bering Strait, where the maximum pH values (more than 8.3) are recorded [27].

Given that only model simulations permit to prognose AO acidification trends for the future up to the end of the 21st century, we used CMIP6 models. Implementation of this approach requires a preliminary selection of models from the CMIP6 pool, based on the timeseries of input parameters, including pH, for the so-called historical/reference time period. This requires continuous timeseries of monthly averaged pH variations across the AO over the reference period. Not available from the GLODAP database, such monthly timeseries were obtained from the Global Ocean Biogeochemistry Hindcast, GOBH (GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029) reanalysis data [28].

The carbonate system model of this product takes data from GLODAPv2 as initial conditions. The spatial resolution of the data is 0.25°× 0.25°, the temporal resolution is one month. Exclusively subsurface (–0.5 m) data were considered, and the reference period was taken from 1993 to 2021.

The spatial distribution of pH values in the reanalysis database is also characterized by high variability (Fig. 2, *b*) whose pattern appreciably differ from that in the GLODAP field data, while still respecting the major common features such as the presence and location of extensive zones of elevated and low pH values (Fig. 2).

Numerically, the reprocessed pH data from both the above-mentioned areas, and generally across the entire AO, also differ from that provided by GLODAP. The same refers to the probability density curve of pH values according to the reanalysis data: it is clearly two-modal in contrast to the monomodal distribution of the pH data from GLODAP (Fig. 1, *b*). The peak of the first mode does not coincide with the peak of normal distribution and the peak of the second mode can be traced at pH = 8.15. For the time period considered, the mean pH value from the reanalysis and GLODAP databases also differ constituting 8.06±0.01 and 8.14±0.13, respectively. The range of pH values from the reanalysis data is from 6.01 to 8.40, which is lower than that of GLODAP (Table 1).

The revealed inconsistencies in the GLODAP and reanalysis databases necessitated some objective assessment of appropriateness of using the GOBH data for the present study. The GLODAP and reanalysis data were compared for stations with strictly the same date and coordinates as close as ±1 km. The comparison shows that the reanalysis data describe 62 % of the GLODAP (i. e. in situ) data ($r^2 = 0.62$, $p < 0.01$, N = 56). The comparison results argue for the validity of using reanalysis data to predict pH dynamics by the end of 2100 using CMIP6 models.

Table 1

Comparison of pH time series characteristics for the reference period (1993–2019) according to the GLODAP and GOBH data

Parameters	GLODAP	GOBH
Minimal value of pH	6.97	6.01
Maximal value of pH	9.37	8.42
Average value of pH	8.14±0.13	8.06±0.01
Acidification tendency	–0.9 %	–0.7 %
Acidification rate	–0.03 % per year	–0.03 % per year

3. Results and discussion

3.1. Water acidity dynamics in the AO over the time period 1993–2021

Assessment of the dynamics of AO water acidification using the GLODAP (i.e. in situ) data shows that over 27 years (from 1993 to 2019), the AO average pH value decreased by 0.9 % from 8.18 to 8.11 (Fig. 3). The overall feature is increasing acidification. However, there were cases of pH growth up to 8.20 throughout the above time period, specifically in 1995 and 2005. Contrarily, the lowest pH value occurred in 2010 and constituted 8.03. The rate of acidification proved to be –0.03 % per year.

According to the reanalysis products employed, the interannual ocean-mean pH values fluctuated only weakly during 1993–2021 (Fig. 3): from 8.10 to 8.05, and the acidification trend constituted –0.7 % over the above time period with the rate of acidification equal to –0.03 % per year.

The above results illustrate the general consistency between the two sources of data on pH temporal changes spatially averaged over the AO, and therefore provide additional albeit still cautious, support for the validity of using pH trends from the reanalysis data over the reference time period for CMIP6 predictions.

3.2. Assessment of future tendences of the AO acidification throughout the rest of the current century

To calculate future trends in OA for the Arctic region (60–90°N), the atmosphere-ocean general circulation models (GCMs) of the international CMIP6 project (Phase 6 of the Coupled Model Intercomparison Project) were used.

The assessment of OA was performed based on the variability of pH. In the CMIP6 project, this parameter is calculated in 12 models (Table 2). For the present task, monthly-averaged pH values from the Earth System Grid Federation portal [29] were taken.

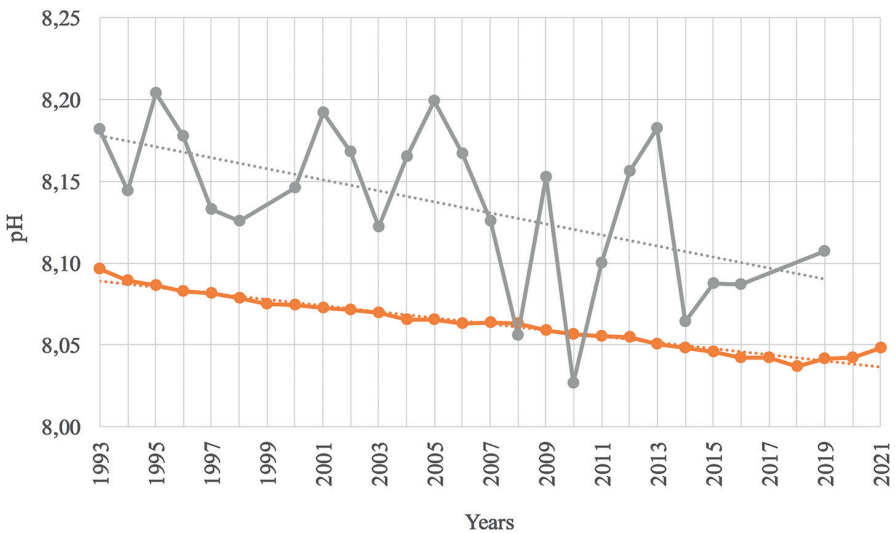


Fig. 3. Interannual variability of AO acidification: across 1993–2019 as revealed from GLODAP data — grey line; during 1993–2021 according to reanalysis data — brown line; dotted lines — trend lines. Linear regression equation according to GLODAP data: $y = -0.003x + 8.18$, $r^2 = 0.29$. Linear regression equation according to reanalysis data: $y = -0.002x + 8.09$, $r^2 = 0.96$

Table 2

List of both global climate models of the international CMIP6 project that simulate pH projections and simulations. Historical simulations were made over 1990–2014, the SSP scenarios are designed for the time period 2015–2100

Model	Model Developer	Grid, km	Simulations
CESM2-FV2	National Center for Atmospheric Research, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	320 × 384	Historical
CMCC-ESM2	Euro-Mediterranean Center on Climate Change, Italy	362 × 292	Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5
GFDL–CM4	National Oceanic and Atmospheric Administration, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	360 × 180	SSP2–4.5, SSP5–8.5
GFDL-ESM4			Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0
IPSL–CM5A2-INCA	Pierre-Simon Laplace Institute, France	362 × 332	Historical
IPSL–CM6A-LR			Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0
IPSL–CM6A-LR-INCA			Historical
MPI-ESM-1–2-HAM	Max Planck Institute for Meteorology — MPI–M	256 × 220	Historical
MPI-ESM1–2-HR		802 × 404	Historical
MPI-ESM1–2-LR		256 × 220	Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5
NorESM2-LM	The NorESM climate modeling consortium, consisting of CICERO (Center for International Climate and Environmental Research, Oslo), MET-Norway (Norwegian Meteorological Institute, Oslo), NERSC (Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen), NILU (Norwegian Air Research Institute, Hjeller), UiB (University of Bergen, Bergen), UiO (Oslo University, Oslo) and UNI (Research Institute, Bergen), Norway.	360 × 384	Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5
NorESM2-MM			Historical, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5

As mentioned above, to perform pH simulations by CMIP6 climate models, the GOBH [28], reanalysis products were used a proxy for observed point data on pH.

Five SSP (Shared Socioeconomic Pathways) possible scenarios were used to generate projections of the Arctic OA future tendencies according to CMIP6 global climate models, in which different levels of socio-economic development, greenhouse gas emissions into the atmosphere, land use development and radiation impact are presented (Table 3).

Within the CMIP6 pool, there are 12 pH models available for the historical/reference period. However, at the moment of our study, there were no freely available pH models for SSP1–1.9. As to the rest models, 6, 7, 6 and 5 pH models were available for SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, and SSP5–8.5 scenarios, respectively (Table 2).

The performance of the above pH models was assessed using the method of percentiles [32] for the entire AO. This approach analyses the mean spatially-averaged climatology of the inter-and interannual variability of pH in the AO using the following statistical measures: (*i*) correlation coefficient (r), (*ii*) root mean square error (RMSE), (*iii*) standard deviation (STD), (*iv*) climate prediction index (CPI: the ratio of RMSE to STD of observational data), (*v*) the spatial distribution of temporal trends as well as (*vi)* spatial bias between the model data and reanalysis for the analysis of interannual variability. Amplitude values of the statistical measures are further used for their grouping into 4 categories: less than 25th percentile — very good, 25th–50th — good, 50th–75th — satisfactory, more than75th percentile — unsatisfactory. To each group a score from 3 to 0 is assigned, respectively. The group with very good

Table 3

Description of 5 possible future SSP scenarios by O'Neill et al., 2016; IPCC, 2021 [30, 31]

Parameter	SSP1–1.9	SSP1–2.6	SSP2–4.5	SSP3–7.0	SSP5–8.5
Solar radiation impact, W/m^2	1.9	2.6	4.5	7.0	8.5
Level of greenhouse gas emissions	Zero CO_2 emissions by 2050	Zero CO_2 emissions by 2080	Slow reduction of CO_2 emissions by 2100	Increased CO_2 emissions by 2100	High CO_2 emissions
Increase in average air temperature by 2100, °C	1.4	1.8	2.7	3.6	4.4

and unsatisfactory model results is assigned to r > 0.75 and < 0.25, respectively. Scores of each statistical measure are then summed up to obtain the model-specific total skill score. Finally, based on this total skill score, the models are ranked, and the top 25 % of the examined climate models compose the pH sub-ensemble. Table 4 illustrates the results of performance of the selected CMIP6 pH models.

At the next stage, the best pH models were selected, and their number proved to be 4 (Table 4). Given that two pH models with maximum scores (IPSL–CM5A2-INCA and MPI-ESM-1–2-HAM) have no data on SSP scenarios (Table 2), next 4 pH models (Table 4) were included in the subset of models (To comply with the top-25 model approach, it is generally necessary to probe one quarter of the considered set of 12 models i. e. 3 models; however, instead of 3 we had to employ 4 models as both the 3rd and 4th models showed one and the same threshold score (29)).

In the final sub-ensemble of pH models (Table 4) the best proved to be MPI-ESM1–2-LR: 30 scores. Besides it, the best results in pH modeling are shown by: NorESM2-MM, NorESM2-LM, and CMCC-ESM2. The least representative models are: GFDL–CM4, GFDL-ESM4 (Table 4).

As Fig. 4 illustrates, over the 1993–2014 reference period, the pH data from the reanalysis do not coincide with the pH data from the CMIP6 multi-model ensemble. However, the reanalysis pH data are within the uncertainty range (25–75 percentile) of the CMIP6 modeled data. At the point of link-up (i. e. 2015) of the pH data produced for the reference period by the sub-ensemble of models with the results of projections emerging from the future scenarios, the average pH values coincided (Fig. 4).

According to the CMIP6 model projections, pH by the end of the 21st century will be 7.98 in the case of SSP1–2.6 scenario, the AO trend as compared to the average in situ pH value from the GLODAP database for 2019 is –1.4 % (Table 5). In the case of SSP2–4.5 scenario, by 2100 pH will be 7.86 (trend –2.9 %). Under SSP3, pH will be in the range 7.0–7.71 (trend –4.9 %) and under SSP5, pH will be within 8.5–7.71 and the trend will be as high as –6.2 %.

When using all available models in the ensemble with four SSP scenarios, the range of uncertainty increases. At the point of link-in of the time series in 2015, there is a clear mismatch in the average model pH values (Fig. 5), which indicates that the method of best model selection is correct.

Thus, modeling predictions based on employment of the top four models sub-ensemble results in a 0.1–0.2 % decrease of the AO acidification rate as compared with the predictions utilizing the sub-ensemble comprising all available models under SSP scenarios. At the point of link-in of the time series in 2015, there is a clear mismatch in the average model pH values (Fig. 5), which indicates that the method of best model selection is correct. Comparison of our results with the estimates reported elsewhere [31] reveals that the acidification rate in the AO will be more significant than that averaged over the entire WO (Fig. 4 and Fig. 6): the difference for each of the SSP scenarios is –0.1. In light of the immediately above, it can be only emphasized that in comparison with the approach utilizing the sub-ensemble comprising all available models under SSP scenarios, the employment of the best models selection approach permits to quantify and regionalize the acidification rate more accurately.

Table 4

Ranked list of CMIP6 pH models based on total skill scores. Selected sub-ensemble of AO climatic pH models (4) available for four SSP scenarios is highlighted in grey colour

№	pH Models	Scores	SSP1–2.6	SSP2–4.5	SSP3–7.0	SSP5–8.5
1	IPSL–CM5A2-INCA	34	–	–	–	–
2	MPI-ESM-1–2-HAM	31	–	–	–	–
3	MPI-ESM1–2-LR	30	+	+	+	+
4	NorESM2-MM	30	+	+	+	+
5	NorESM2-LM	29	+	+	+	+
6	CMCC-ESM2	29	+	+	+	+
7	IPSL–CM6A-LR	26	+	+	+	–
8	IPSL–CM6A-LR-INCA	25	–	–	–	–
9	CESM2-FV2	23	–	–	–	–
10	MPI-ESM1–2-HR	23	–	–	–	–
11	GFDL-ESM4	15	+	+	+	–
12	GFDL–CM4	6	–	+	–	+

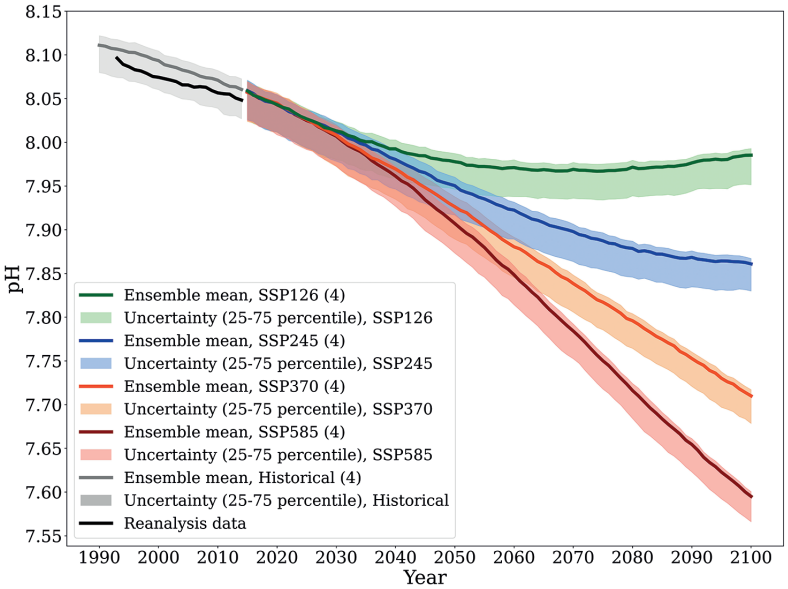


Fig. 4. Projections of pH dynamics in the AO as obtained from application of the sub-ensemble of the top 4 pH models

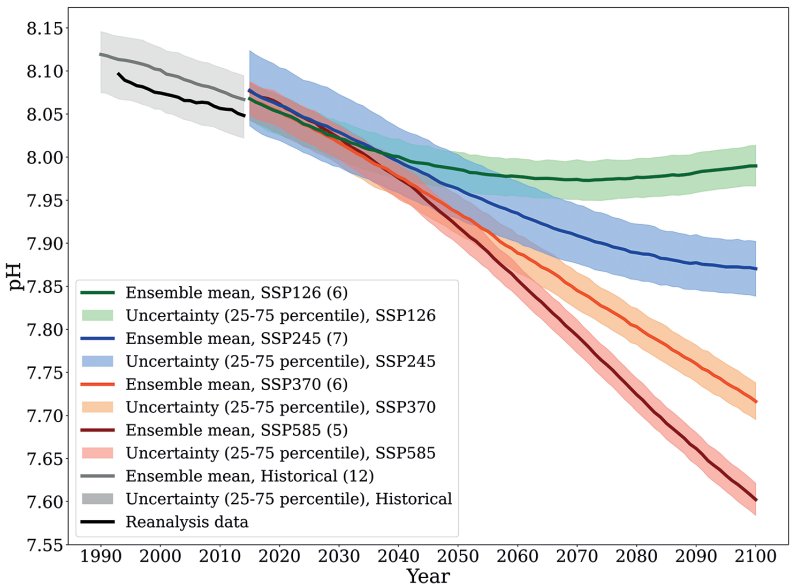


Fig. 5. Four SSP scenario-based predictions of the AO acidification: ensemble of all available pH models

Table 5

Prediction of AO waters acidification according to the exploited scenarios with the application of the sub-ensemble comprising the top four models and the sub-ensemble comprising all available models. Tendency over 2019–2100 was calculated relative to the value of pH at ~8.10 as per 2019 (GLODAP in situ data)

Scenario	Sub-ensemble comprising the top four models		Sub-ensemble comprising all available models	
	pH by 2100	Tendency over 2019–2100	pH by 2100	Tendency over 2019–2100
SSP1–2.6	7.98	–1.4 %	7.99	–1.4 %
SSP2–4.5	7.86	–2.9 %	7.87	–2.8 %
SSP3–7.0	7.71	–4.9 %	7.72	–4.7 %
SSP5–8.5	7.59	–6.2 %	7.60	–6.1 %

4. Conclusions

Based on our analysis of the GLODAP data relating to the time period 1991–2019, we determined a decrease in pH in the AO by 0.9 %, which corresponds to a rate of –0.03 %/year; the same annual rate of acidification is found from processing the employed reanalysis data.

Assessed from the simulations performed by carefully selected sub-ensemble of CMIP6 models (MPI-ESM1–2-LR, NorESM2-MM, CMCC-ESM2, NorESM2-LM), the AO acidification by the end of the 21st century is expected to continue.

The highest rates of acidification (–4.9 % and –6.2 %) are predicted, respectively, under SSP3–7.0 and SSP5–8.5, in which the global average air temperatures in 2100 will rise by 3.6 °C and 4.4 °C. If we assign such extremely high rates of atmospheric warming to the category of low confidence, then more realistic rates of AO acidification should be expected in the range –1.4 % to –2.9 %.

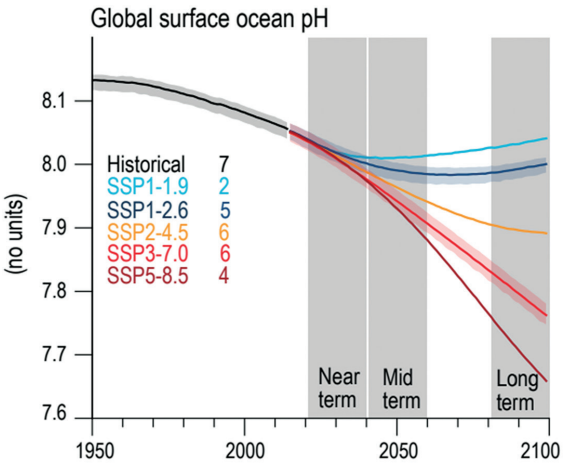


Fig. 6. Five SSP scenario-based predictions of the WO acidification: ensemble of pH models from CMIP6 (Fig. 4.8 IPCC Sixth Assessment Report (AR6) 2021 [31])

Funding

This study was funded by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation under project No. 13.2251.21.0006 (Agreement No. 075-10–2021-104 in the RF "Electronic Budget" System).

Финансирование

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по проекту № 13.2251.21.0006 (Соглашение № 075-10–2021-104 в ГИИС «Электронный бюджет»).

References

1. *Doney S.C.*, *Fabry V.J.*, *Feely R.A.*, *Kleypas J.A.* Ocean Acidification: The other CO_2 problem. *Annual Review of Marine Science*. 2009, 1, 169–192. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834
2. *Xue L.*, *Cai W.-J.* Total alkalinity minus dissolved inorganic carbon as a proxy for deciphering ocean acidification mechanisms. *Marine Chemistry*. 2020, 222, 103791. doi:10.1016/j.marchem.2020.103791
3. *Mostofa K.M.G.*, *Liu C.-Q.*, *Zhai W.* et al. Reviews and syntheses: Ocean acidification and its potential impacts on marine ecosystems. *Biogeosciences*. 2016, 13, 1767–1786. doi:10.5194/bg-13-1767–2016
4. *Feely R.A.*, *Doney S.C.*, *Cooley S.R.* Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high-CO_2 world. *Oceanography*. 2009, 22(4), 36–47. doi:10.5670/oceanog.2009.95
5. *Salisbury J.*, *Green M.L.*, *Hunt C.W.*, *Campbell J.W.* Coastal acidification by rivers: A threat to shellfish? *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2008, 89, 50, 513. doi:10.1029/2008EO500001
6. *Yamamoto A.*, *Kawamiya M.*, *Ishida A.*, *Yamanaka Y.*, *Watanabe S.* Impact of rapid sea-ice reduction in the Arctic Ocean on the rate of ocean acidification. *Biogeosciences*. 2012, 9, 2365–2375. doi:10.5194/bg-9–2365–2012
7. *Yang X.*, *Xue L.*, *Li Y.* et al. Treated wastewater changes the export of dissolved inorganic carbon and its isotopic composition and leads to acidification in coastal oceans. *Environmental Science and Technology*. 2018, 52(10), 5590–5599. doi:10.1021/acs.est.8b00273
8. *Capelle D.W.*, *Kuzyk Z.A.*, *Papakyriakou T. et al.* Effect of terrestrial organic matter on ocean acidification and CO_2 flux in an Arctic shelf sea. *Progress in Oceanography*. 2020, 185, 102319. doi:10.1016/j.pocean.2020.102319
9. *Keeling R.F.*, *Körtzinger A.*, *Gruber N.* Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual Review of Marine Science*. 2010, 2, 1, 199–229. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163855
10. *Oschlies A.*, *Brandt P.*, *Stramma L.*, *Schmidtko S.* Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nature Geoscience*. 2018, 11, 7, 467–473. doi:10.1038/s41561-018-0152-2
11. *Riebesell U.*, *Zondervan I.*, *Rost B. et al.* Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2. *Nature*. 2000, 407, 364–367. doi:10.1038/35030078
12. *Albright R.*, *Caldeira L.*, *Hosfelt J.* et al. Reversal of ocean acidification enhances net coral reef calcification. *Nature*. 2016, 531, 362–365. doi:10.1038/nature17155

13. *Pörtner H.-O.* Ecosystem effects of ocean acidification in times of ocean warming: A physiologists view. *Marine Ecology Progress Series*. 2008, 373, 203–217. doi:10.3354/meps07768
14. *Kwiatkowski L.*, *Torres O.*, *Bopp L.* et al. Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosciences*. 2020, 17, 3439–3470. doi:10.5194/bg-17-3439–2020
15. *Zachos J.C.*, *Röhl U.*, *Schellenberg S.A.* et al. Rapid acidification of the ocean during the paleocene-eocene thermal maximum. *Science*. 2005, 308, 5728, 1611–1615. doi:10.1126/science.1109004
16. *Zeebe R.E.*, *Ridgwell A.* Past changes in ocean carbonate chemistry. *Ocean Acidification*. Ed. by Gattuso J.-P. and Hansson L. *Oxford University Press*, *Oxford*. 2011, 21–40. doi:10.1093/oso/9780199591091.003.0007
17. *Raven J.*, *Caldeira K.*, *Elderfield H.* et al. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. *The Royal Society*, *London*, *UK*, 2005. 68 p.
18. *Jiang Z.*, *Song Z.*, *Bai Y.* et al. Remote sensing of global sea surface pH based on massive underway data and machine learning. *Remote Sensing*. 2022, 14(10), 2366. doi:10.3390/rs14102366
19. *Bindoff N.L.*, *Willebrand J.*, *Artale V.* et al. Observations: oceanic climate change and sea level. *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I* / Ed. by: Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. *Cambridge University Press*, *Cambridge*. 2007, 385–428.
20. *Sabine C.L.*, *Feely R.A.*, *Gruber N.* et al. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO_2. *Science American Association for the Advancement of Science (AAAS)*. 2004, 305, 5682, 367–371. doi:10.1126/science.1097403
21. *Orr J.C.*, *Fabry V.J.*, *Aumont O.* et al. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*. 2005, 437, 681–686. doi:10.1038/nature04095
22. *Bellerby R., Anderson L., Osborne E.* et al. Arctic Ocean Acidification: an update. *AMAP Assessment 2018: Arctic Ocean Acidification. Arctic Monitoring and Assessment Programme* (*AMAP*), *Tromsø*, *Norway*, 2018. 187 p. doi:10.25607/OBP-783
23. *Will S.* The Arctic in an Earth system context: From brake to accelerator of change. *Ambio*. 2006, 35, 4, 153–159.
24. *Lauvset S.K.*, *Lange N.*, *Tanhua T.* et al. Global Ocean data analysis project version 2.2021 (GLODAPv2.2021) (NCEI Accession 0237935). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. 2021. URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.nodc:0237935 (дата обращения: 26.02.2023). doi:10.25921/ttgq-n825
25. *Artemiev V.E.* Geochemistry of organic matter in the river-sea system. *M.*, *Nauka*, 1993. 204 p. (in Russian).
26. *Smirnov M.P.* Dissolved organic matters and mineralization of river water of mountains with tundra-taiga types of vertical zoning in Russia. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk, Seriya Geograficheskaya*. 2015, 5, 54–68 (in Russian). doi:10.15356/0373-2444-2015-5-54-68
27. *Rérolle V.*, *Ruiz-Pino D.*, *Rafizadeh M.* et al. Measuring pH in the Arctic Ocean: Colorimetric method or SeaFET? *Methods in Oceanography*. 2016, 17, 32–49. doi:10.1016/j.mio.2016.05.006
28. Copernicus Marine Environment Monitoring Service: Global ocean biogeochemistry hindcast dataset (GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029). URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029/ (дата обращения: 21.02.2023). doi:10.48670/moi-00019
29. Earth System Grid Federation portal. URL: https://esgf-node.llnl.gov (дата обращения: 03.03.2023).
30. *O'Neill B.C.*, *Tebaldi C.*, *Van Vuuren D.P.* et al. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*. 2016, 9(9), 3461–3482. doi:10.5194/gmd-9-3461–2016
31. *Masson-Delmotte V.*, *Zhai P.*, *Pirani A.* et al. (eds.). IPCC, 2021: Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge*, *Cambridge University Press*, 2023. doi:10.1017/9781009157896
32. *Gnatiuk N.*, *Radchenko I.*, *Davy R.*, *Morozov E.*, *Bobylev L.* Simulation of factors affecting Emiliania huxleyi blooms in Arctic and sub-Arctic seas by CMIP5 climate models: model validation and selection. *Biogeosciences*. 2020, 17(4), 1199–1212. doi:10.5194/bg-17-1199–2020

Литература

1. *Doney S.C.*, *Fabry V.J.*, *Feely R.A.*, *Kleypas J.A.* Ocean acidification: The other CO_2 problem // Annual Review of Marine Science. 2009. Vol. 1. P. 169–192. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834
2. *Xue L.*, *Cai W.-J.* Total alkalinity minus dissolved inorganic carbon as a proxy for deciphering ocean acidification mechanisms // Marine Chemistry. 2020. Vol. 222, N 103791. doi:10.1016/j.marchem.2020.103791
3. *Mostofa K.M.G.*, *Liu C.-Q.*, *Zhai W.* et al. Reviews and syntheses: Ocean acidification and its potential impacts on marine ecosystems // Biogeosciences. 2016. Vol. 13. P. 1767–1786. doi:10.5194/bg-13–1767–2016
4. *Feely R.A.*, *Doney S.C.*, *Cooley S.R.* Ocean acidification: Present conditions and future Changes in a high-CO_2 world // Oceanography. 2009. Vol. 22, N 4. P. 36–47. doi:10.5670/oceanog.2009.95

5. *Salisbury J.*, *Green M.L.*, *Hunt C.W.*, *Campbell J.W.* Coastal acidification by rivers: A threat to shellfish? // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2008. Vol. 89, N 50. P. 513. doi:10.1029/2008EO500001
6. *Yamamoto A.*, *Kawamiya M.*, *Ishida A.*, *Yamanaka Y.*, *Watanabe S.* Impact of rapid sea-ice reduction in the Arctic Ocean on the rate of ocean acidification // Biogeosciences. 2012. Vol. 9. P. 2365–2375. doi:10.5194/bg-9-2365–2012
7. *Yang X.*, *Xue L.*, *Li Y.* et al. Treated wastewater changes the export of dissolved inorganic carbon and its isotopic composition and leads to acidification in coastal oceans // Environmental Science and Technology. 2018. Vol. 52, N 10. P. 5590–5599. doi:10.1021/acs.est.8b00273
8. *Capelle D.W.*, *Kuzyk Z.A.*, *Papakyriakou T. et al.* Effect of terrestrial organic matter on ocean acidification and CO_2 flux in an Arctic shelf sea // Progress in Oceanography. 2020. Vol. 185, N 102319. doi:10.1016/j.pocean.2020.102319
9. *Keeling R.F.*, *Körtzinger A.*, *Gruber N.* Ocean deoxygenation in a warming world // Annual Review of Marine Science. 2010. Vol. 2, N 1. P. 199–229. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163855
10. *Oschlies A.*, *Brandt P.*, *Stramma L.*, *Schmidtko S.* Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation // Nature Geoscience. 2018. Vol. 11, N 7. P. 467–473. doi:10.1038/s41561–018–0152–2
11. *Riebesell U.*, *Zondervan I.*, *Rost B. et al.* Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2 // Nature. 2000. Vol. 407. P. 364–367. doi:10.1038/35030078
12. *Albright R.*, *Caldeira L.*, *Hosfelt J.* et al. Reversal of ocean acidification enhances net coral reef calcification // Nature. 2016. Vol. 531. P. 362–365. doi:10.1038/nature17155
13. *Pörtner H.-O.* Ecosystem effects of ocean acidification in times of ocean warming: A physiologists view // Marine Ecology Progress Series. 2008. Vol. 373. P. 203–217. doi:10.3354/meps07768
14. *Kwiatkowski L.*, *Torres O.*, *Bopp L.* et al. Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections // Biogeosciences. 2020. Vol. 17. P. 3439–3470. doi:10.5194/bg-17-3439–2020
15. *Zachos J.C.*, *Röhl U.*, *Schellenberg S.A.* et al. Rapid acidification of the ocean during the paleocene-eocene thermal maximum // Science. 2005. Vol. 308, N 5728. P. 1611–1615. doi:10.1126/science.1109004
16. *Zeebe R.E.*, *Ridgwell A.* Past changes in ocean carbonate chemistry // Ocean Acidification, Ed. by Gattuso J.-P. and Hansson L. Oxford University Press, Oxford. 2011. P. 21–40. doi:10.1093/oso/9780199591091.003.0007
17. *Raven J.*, *Caldeira K.*, *Elderfield H.* et al. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. The Royal Society, London, UK, 2005. 68 p.
18. *Jiang Z.*, *Song Z.*, *Bai Y.* et al. Remote sensing of Global sea surface pH based on massive underway data and machine learning // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, N 10:2366. doi:10.3390/rs14102366
19. *Bindoff N.L.*, *Willebrand J.*, *Artale V.* et al. Observations: oceanic climate change and sea level. // Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I / Ed. by: Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L., Cambridge University Press, Cambridge, 2007. P. 385–428.
20. *Sabine C.L.*, *Feely R.A.*, *Gruber N.* et al. The oceanic sink for anthropogenic CO_2 // Science American Association for the Advancement of Science (AAAS). 2004. Vol. 305, N5682. P. 367–371. doi:10.1126/science.1097403
21. *Orr J.C.*, *Fabry V.J.*, *Aumont O.* et al. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms // Nature. 2005. Vol. 437. P. 681–686. doi:10.1038/nature04095
22. *Bellerby R., Anderson L., Osborne E.* et al. Arctic Ocean acidification: an update // AMAP Assessment 2018: Arctic Ocean Acidification. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Tromsø, Norway, 2018. 187 p. doi:10.25607/OBP-783
23. *Will S.* The Arctic in an Earth system context: From brake to accelerator of change // Ambio. 2006. Vol. 35, N 4. P. 153–159.
24. *Lauvset S.K.*, *Lange N.*, *Tanhua T.* et al. Global ocean data analysis project version 2.2021 (GLODAPv2.2021) (NCEI Accession 0237935). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. 2021. URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.nodc:0237935 (дата обращения: 26.02.2023). doi:10.25921/ttgq-n825
25. *Артемьев В.Е.* Геохимия органического вещества в системе река — море. М.: Наука, 1993. 204 с.
26. *Смирнов М.П.* Растворенные органические вещества и минерализация речных вод гор с тундрово-таежными типами вертикальной поясности России // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2015. № 5. С. 54–68. doi:10.15356/0373-2444-2015-5-54-68
27. *Rérolle V.*, *Ruiz-Pino D.*, *Rafizadeh M.* et al. Measuring pH in the Arctic Ocean: Colorimetric method or SeaFET? // Methods in Oceanography. 2016. Vol. 17. P. 32–49. doi:10.1016/j.mio.2016.05.006
28. Copernicus Marine Environment Monitoring Service: Global ocean biogeochemistry hindcast dataset (GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029). URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029/ (дата обращения: 21.02.2023). doi:10.48670/moi-00019
29. Earth system grid federation portal. URL: https://esgf-node.llnl.gov (дата обращения: 03.03.2023).

30. *O'Neill B.C.*, *Tebaldi C.*, *Van Vuuren D.P.* et al. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6 // Geoscientific Model Development. 2016. Vol. 9(9). P. 3461–3482. doi:10.5194/gmd-9-3461–2016
31. *Masson-Delmotte V.*, *Zhai P.*, *Pirani A.* et al. (eds.). IPCC, 2021: Climate Change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2023. doi:10.1017/9781009157896
32. *Gnatiuk N.*, *Radchenko I.*, *Davy R.*, *Morozov E.*, *Bobylev L.* Simulation of factors affecting Emiliania huxleyi blooms in Arctic and sub-Arctic seas by CMIP5 climate models: model validation and selection // Biogeosciences. 2020. Vol. 17(4). P. 1199–1212. doi:10.5194/bg-17-1199–2020

About the Authors

MALYSHEVA, Aleksandra S., РИНЦ AuthorID: 1120098, ORCID ID: 0009-0000-1225-9579, WoS ResearcherID HPE-0124-2023, alexandra.malysheva@niersc.spb.ru

RADCHENKO, Iuliia V., Cand.Sc. (Agriculture), РИНЦ AuthorID: 1064639, ORCID ID: 0000-0002-8290-5043, Scopus AuthorID: 56480302400, WoS ResearcherID AAF-4852-2019, yulia.rad@gmail.com

POZDNYAKOV, Dmitry V., Dr. Sc. (Phys.-Math.), РИНЦ AuthorID: 179336, ORCID ID: 0000-0003-0889-7855, Scopus AuthorID: 56370460300, d.pozdnyakov@spbu.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-6

УДК 551.463.5

© *О. Б. Кудинов*[1]*, *В. В. Суслин*[1], *Р. И. Ли*[2], *Д. А. Рябоконь*[1], 2023

[1]Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
[2]Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, 299011, Севастополь, пр. Нахимова, д. 2
*kudinov_ob@mhi-ras.ru

ОСОБЕННОСТИ ПРОФИЛЕЙ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ И ВИДОВОГО СОСТАВА ФИТОПЛАНКТОНА В ЧЁРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ В НАЧАЛЕ ОСЕНИ 2020 ГОДА

Статья поступила в редакцию 11.01.2023, после доработки 05.06.2023, принята в печать 19.07.2023

Аннотация

Цель работы состояла в изучении свойств вертикальных профилей интенсивности флуоресценции пигментов фитопланктона (хлорофилла-*a*, фикоцианина, фикоэритрина и бета-каротина) с привлечением данных о видовом составе фитопланктона, полученных в 114 рейсе НИС «Профессор Водяницкий». Проведённый анализ ковариационных матриц профилей ИФ пигментов фитопланктона в верхнем 50-метровом слое Чёрного моря указывает, что с глубиной происходит изменение пигментного состава фитопланктона, что может быть связано со сменой его видового состава. В то же время, изменчивость профилей ИФ пигментов фитопланктона на уровне 80 % в верхнем 20-метровом слое описывается первым собственным вектором, что хорошо согласуется с прямыми наблюдениями видового состава фитопланктона, свидетельствующие о доминировании одного отдела фитопланктона в 20-метровом слое. Кроме того, имеют место региональные особенности, в частности, средние значения ИФ пигментов фитопланктона в Азовском море существенно выше, чем в Чёрном море, что связано с более высокой концентрацией фитопланктона в Азовском море.

Ключевые слова: флуоресценция пигментов фитопланктона, видовой состав фитопланктона, зона фотосинтеза, Чёрное море, Азовское море

UDC 551.463.5

© *O. B. Kudinov*[1*], *V. V. Suslin*[1], *R. I. Lee*[2], *D. A. Ryabokon*[1], 2023

[1]Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol, Russia
[2]A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, 299011, Pr. Nakhimova, 2, Sevastopol, Russia
*kudinov_ob@mhi-ras.ru

FEATURES OF FLUORESCENCE PROFILES AND SPECIES COMPOSITION OF PHYTOPLANKTON IN THE BLACK SEA AND THE SEA OF AZOV IN EARLY AUTUMN 2020

Received 11.01.2023, Revised 05.06.2023, Accepted 19.07.2023

Abstract

The aim of this work was to study the properties of vertical fluorescence intensity (FI) profiles of phytoplankton pigments (chlorophyll-*a*, phycocyanin, phycoerythrin, and beta-carotene) using data on the phytoplankton species composition obtained during the cruise 114 of the R/V 'Professor Vodyanitsky'. The analysis of covariance matrices of phytoplankton pigment FI profiles in the upper 50-meter layer of the Black Sea indicates that the pigment composition of phytoplankton changes with depth, which may be associated with changes in its species composition. At the same time, 80 % variability of phytoplankton pigment FI profiles in the upper 20-meter layer is described by the first eigenvector. It agrees well with direct observations of the phytoplankton species composition, indicating the dominance of one phytoplankton division in the 20-meter layer. In addition, there are regional peculiarities: for example, the average FI values of the phytoplankton pigments in the Sea of Azov are significantly higher than those in the Black Sea, which is associated with a higher concentration of phytoplankton in the Sea of Azov.

Keywords: phytoplankton pigment fluorescence, phytoplankton species composition, photosynthetic zone, the Black Sea, the Sea of Azov

Ссылка для цитирования: *Кудинов О.Б.*, *Суслин В.В.*, *Ли Р.И.*, *Рябоконь Д.А.* Особенности профилей флуоресценции и видового состава фитопланктона в Черном и Азовском морях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 75–86. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-6

For citation: *Kudinov O.B.*, *Suslin V.V.*, *Lee R.I.*, *Ryabokon D.A.* Features of Fluorescence Profiles and Species Composition of Phytoplankton in the Black Sea and the Sea of Azov. *Fundamental and Applied Hydrophysics.* 2023, 16, 4, 75–86. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-6

1. Введение

Фитопланктон — живая, постоянно изменяющаяся субстанция, которая имеет разный набор пигментов, зависящий не только от видового состава фитопланктона, но и от внешних условий: температуры среды, концентрации минеральных веществ в морской воде, спектрального состава света и его интенсивности. Возможность определения вертикальных профилей концентрации различных отделов фитопланктона по синхронным измерениям интенсивности флуоресценции (ИФ) фитопланктона в различных спектральных каналах, а также по спектру выходящей из толщи воды яркости моря — по коэффициенту яркости моря (КЯМ), является актуальной и перспективной задачей для нескольких областей науки, таких как: физиология фитопланктона, оптика моря, дистанционное зондирование в видимом диапазоне спектра, экология морских экосистем и др. Получение данных КЯМ обеспечивается оптическими сканерами, установленными на спутниках дистанционного зондирования Земли. Эти данные используются для алгоритмов восстановления видового и размерного состава фитопланктона [1, 2], активно развивающихся в настоящее время. В работах [1, 3–13] на основе связи между спектральными характеристиками первичных гидрооптических характеристик, полученных по спутниковым данным, и различными отделами фитопланктона предпринята попытка идентификации видового состава фитопланктона. Однако КЯМ формируется только верхним слоем моря, который соответствует приблизительно первой оптической толщине, а следовательно, данные дистанционного зондирования характеризуют только этот слой. Поэтому совместный анализ вертикальных профилей спектров ИФ фитопланктона и его видового состава, а также в перспективе и спутникового продукта КЯМ является перспективной задачей, решение которой позволит восстановить трёхмерную структуру видового состава фитопланктона во всём слое фотосинтеза. Подход к восстановлению первичных гидрооптических характеристик Чёрного моря апробирован в работе [14].

Цель работы: выявление региональных особенностей вертикальных профилей ИФ пигментов фитопланктона — *f*-параметров: хлорофилла-*a*, возбуждаемого в синей *f*-Chl(blue) и в красной *f*-Chl(red) областях спектра, фикоцианина *f*-PC, фикоэритрина *f*-PE и бета-каротина *f*-β-carotene; в выполнении анализа соотношений этих данных между собой и с данными прямых измерений видового состава фитопланктона. Для достижения поставленной цели в работе поставлены и решены следующие задачи.

Задача 1. Выполнить анализ вертикальных профилей всех *f*-параметров и концентрации клеток различных отделов фитопланктона, полученных на трёх горизонтах (0, 10 и 20 м) в Чёрном море.

Задача 2. Выполнить статистический и сравнительный анализ изменчивости вертикальных профилей всех *f*-параметров отдельно для Чёрного и Азовского морей в слое 0–50 и 0–10 м соответственно.

Задача 3. Выполнить совместный анализ всех вертикальных профилей *f*-параметров попарно на различных горизонтах для Чёрного моря, где в качестве опорного использовать вертикальный профиль *f*-Chl(blue).

2. Материалы и методы

Основу работы составили оптические и биологические измерения, полученные в 114 рейсе НИС «Профессор Водяницкий», который проходил с 15 сентября по 8 октября 2020 г. в Чёрном и Азовском морях в пределах территориальных вод исключительной экономической зоны Российской Федерации. В ходе рейса выполнены синхронные измерения вертикальных профилей пяти *f*-параметров, регистрация которых осуществлялась с использованием многоканального зондирующего измерителя флуоресценции (ФР-1), разработанного в отделе оптики и биофизики моря МГИ РАН [15]. Измерения *f*-параметров выполнены на 64-х станциях в зондирующем режиме до глубин 100 м в Чёрном море и до 10 м в Азовском море или до дна, когда глубина станции была менее 100 или 10 м соответственно.

Принцип работы флуориметра ФР-1 основан на запатентованном способе [16]. Регистрация ИФ различных пигментов фитопланктона (*f*-параметров) осуществляется квазиодновременно с использованием одного фотоэлектронного умножителя (ФЭУ), перед входным окном которого расположен вращающийся диск со светофильтрами. Регистрируемое излучение флуоресценции, возбуждаемое на различных участках спектра, поступает на ФЭУ из одного измерительного объёма, где в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция взвешенного вещества. Оцифрованные значения ИФ пересчитываются в относительные единицы, которые пропорциональны величине катодного тока ФЭУ. При пересчёте учитывается сигнал фоновой засветки (без использования возбуждающего излучения), спектральная чувствительность ФЭУ и зависимость коэффициента усиления ФЭУ от напряжения питания, благодаря чему полученные данные сопоставимы между собой. Частота регистрации данных: 2 Гц при скорости зондирования 0,2–0,25 м/с. Измерительный объём защищён от внешнего излучения световым ограждением. Параметры регистрации показаны в табл. 1.

Таблица 1

Table 1

Параметры регистрации *f*-параметров
Parameters for logging *f*-parameters

Пигмент	Сокращённое обозначение	Полуширина спектра возбуждения, нм	Диапазон регистрации сигнала флуоресценции, нм
Хлорофилл-*a* (синий)	*f*-Chl(blue)	450–470	672–800
Фикоцианин	*f*-PC	580–600	672–800
Хлорофилл-*a* (красный)	*f*-Chl(red)	610–630	672–800
Фикоэритрин	*f*-PE	525–550	600–800
β-каротин	*f*-β-carotene	450–470	490–560

Данный способ отличается от проточной цитометрии тем, что в процессе зондирования регистрируются сигналы интенсивности флуресценции не от одиночных элементов дисперсной фазы, а интегральные сигналы флуоресценции композиции клеток фитопланктона в среде их обитания, «интегральная цитометрия». Таким образом для каждой станции синхронно были получены вертикальные профили пяти *f*-параметров.

На рис. 1 показано расположение станций для трёх вариантов выборки: станции, на которых выполнены оптические измерения вертикальных профилей ИФ фитопланктона; биологические станции, на которых был выполнен отбор проб воды для последующего определения видового состава фитопланктона; станции, на которых были выполнены биологические и оптические измерения.

Отбор проб воды для последующего качественного и количественного анализа фитопланктона производился с батометров зондирующего комплекса «OCEAN SEVEN320 PlusM», Idronaut. Горизонты, на которых отбирались пробы воды, были фиксированы: на 0, 10 и 20 м. Для определения видового и количественного состава фитопланктона пробы объёмом до 1,5 л концентрировали на воронке обратной фильтрации, оборудованной фильтром с диаметром ячеи 1 мкм до объёма 60 мл и фиксировали 2,5 мл нейтрализованного 40 % формалина [17, 18].

Подсчёт клеток, определение размерного и видового состава фитопланктона осуществлялся под световым микроскопом ЛОМО Микмед-2 с увеличением 40х–1500х крат. Расчёт объёма и биомассы клеток проводили по стандартным методикам [19].

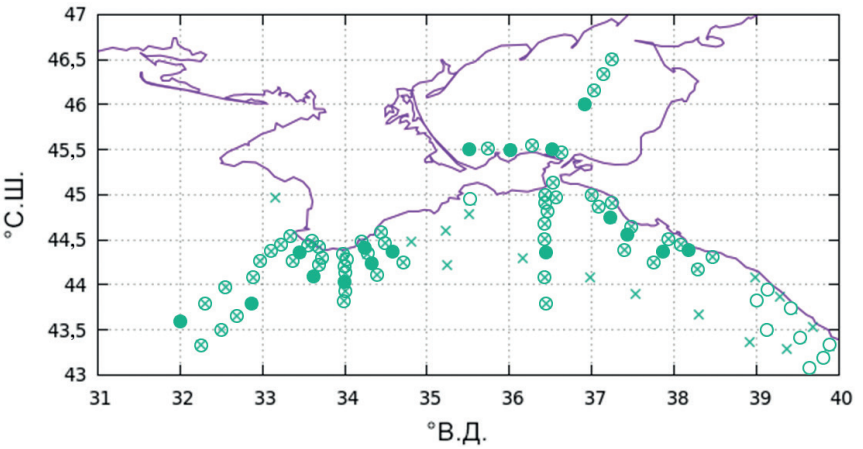


Рис. 1. Положение станций 114го рейса НИС «Профессор Водяницкий»:
⊗ станции, на которых выполнены измерения вертикальных профилей всех *f*-параметров;
× станции, на которых был выполнен отбор проб на видовой состав фитопланктона;
● совместные станции, на которых выполнены измерения вертикальных профилей всех *f*-параметров и отбор проб на видовой состав фитопланктона

Fig. 1. Station positions for cruise 114 of the R/V "Professor Vodyanitsky":
⊗ stations where vertical profiles of all *f*-parameters were measured;
× stations where samples were taken to determine phytoplankton species composition;
● joint stations where the vertical profiles of all *f*-parameters were measured and samples were taken to determine phytoplankton species composition

Полученные данные использовались для решения задачи 2 и включали информацию о видовом и размерном составе фитопланктона, а также значение рассчитанной биомассы для каждого вида на трёх горизонтах Чёрного моря: 0, 10 и 20 м. В работе использованы статистические методы, которые включали анализ средних профилей флуоресценции, расчёт собственных векторов и собственных значений, как для отдельного параметра, так и совместный анализ для двух параметров на фиксированной глубине и пр. Для решения каждой из трёх вышеперечисленных задач применена своя отдельная методика. Ниже даны их описания.

Для решения **задачи 1** выбирались станции в Чёрном море, на которых выполнены синхронные наблюдения видового состава фитопланктона и *in situ* измерения пяти *f*-параметров. Анализ видового состава фитопланктона проводился на горизонтах 0, 10 и 20 м. Данные *in situ* измерений f-параметров выбирались в окрестности ±1 м для каждого горизонта отбора проб и осреднялись. Такой подход обеспечивал от 3 до 30 значений каждого *f*-параметра на каждом горизонте. Для каждой i-станции сформирован вектор значений соответствующего *f*-параметра $\overrightarrow{x_i}$, состоящий из трёх компонент, каждая из которых соответствует среднему значению *f*-параметра на соответствующем горизонте, с учётом окрестности:

$$\overrightarrow{x_i} = \begin{pmatrix} d_{1,i} \\ d_{2,i} \\ d_{3,i} \end{pmatrix}. \tag{1}$$

Общее количество таких станций составило семнадцать, что позволило сформировать матрицу *M* для каждого *f*-параметра:

$$M = \overrightarrow{x_1},..,\overrightarrow{x_k}\ , \tag{2}$$

где *k* — номер станции.

Вычисляем среднее значение по станциям для каждого из трёх горизонтов:

$$s_j = \frac{1}{k} \cdot \sum_{i=1}^{k} d_{j,i} \tag{3}$$

или

$$\vec{s} = \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \end{pmatrix}. \tag{4}$$

Далее получаем матрицу отклонений от среднего:

$$A = \overrightarrow{x_1} - \vec{s},..,\overrightarrow{x_k} - \vec{s} \tag{5}$$

и как следствие, ковариационную матрицу *K* размером 3× 3: $K = A \cdot A^T$.

Анализ собственных значений λ_i и собственных векторов $\overrightarrow{v_i}$ матрицы ковариации *K*: $K \cdot \overrightarrow{v_i} = \lambda_i \cdot \overrightarrow{v_i}$ и является нашей целью.

Пошаговая процедура обработки данных при выполнении **задачи 2** состояла из следующих этапов. Для Чёрного моря из данных измерений для выбранного *f*-параметра формировался вертикальный профиль по 10 горизонтам, начиная с 0 м с шагом 5 м. Для каждого горизонта в пределах ±0,5 м вычислялось среднее значение *f*-параметра $\vec{x} = x_i$, с последующим расчётом среднего профиля $\vec{x}$ и матрицы ковариации $K = \vec{x} - \vec{x}$, где *i* — номер горизонта. На заключительном этапе находились собственные значения λ_i и собственные вектора $\vec{v}_i$ матрицы ковариации *K*. Аналогичная процедура выполнена для измерений в Азовском море. Отличия заключались в выборе горизонтов и окрестности около них. Всего горизонтов восемь: 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 и 10 м. Окрестность ± 0,1 м.

Для решения **задачи 3** использовались вертикальные профили *f*-параметров только для Чёрного моря, состоящие из пар (x_i, y_i): *f*-Chl(blue) vs *f*-PE, *f*-Chl(blue) vs *f*-PC, *f*-Chl(blue) vs *f*-Chl(red) и *f*-Chl(blue) vs *f*-β-carotene для фиксированного горизонта. В качестве опорного использовался профиль *f*-Chl(blue). Всего было 10 горизонтов, начиная с 0 м с шагом 5 м. Для каждого горизонта в пределах ±1 м вычислялось среднее значение *f*-параметра = <x>, <y> и проводился анализ на собственные значения ковариационной матрицы *K* размером 2×2 $\left(K \cdot \overrightarrow{v_i} = \lambda_i \cdot \overrightarrow{v_i}\right)$ на отдельном горизонте, полученной из пар (x_i –<x>, y_i –<y>) для всех профилей. Чтобы определить разницу между дневными и ночными измерениями, формировались соответствующие выборки без утренних и вечерних измерений.

3. Результаты и обсуждение

Задача 1. Лабораторный анализ проб воды, суммарно для всех станций, показал наличие 113 видов фитопланктона и внутривидовых таксонов, принадлежащих к 7-ми отделам: Miozoa (Dinophyta), Bacillariophyta, Haptophyta, Ochrophyta, Euglenozoa, Cercozoa, Eukaryota unasigned phylum. Исследования видового и размерного состава фитопланктона с расчётом биомассы для черноморских станций представлены на рис. 2. Как видно из рисунка, на всех трёх горизонтах в рассматриваемый период времени доминировал отдел микроводорослей Dinophyta с небольшим вкладом двух отделов Bacillanophyta и Haptophyta.

Анализ вклада первого собственного вектора в изменчивость пяти *f*-параметров в суммарную изменчивость на трёх горизонтах на черноморских станциях представлен в табл. 2.

Таблица 2

Table 2

Результаты анализа собственных чисел (α_i, i = 1–3) ковариационных матриц, составленных для пяти *f*-параметров на трёх фиксированных горизонтах 0, 10 и 20 м в окрестности ±1 м в Чёрном море

The results of eigenvalues (α_i, i = 1–3) analysis for covariance matrices compiled for five f-parameters at three fixed horizons of 0, 10 and 20 m in the vicinity of ±1 m in the Black Sea

Параметры расчёта*	*f*-параметр				
	Chl (blue)	Chl (red)	PC	PE	β-carotene
λ_1	0,106	0,373	0,00305	0,0798	2,34
λ_2	0,014	0,015	0,00087	0,0144	0,12
λ_3	0	0,002	0,00002	0,0004	0,01
ε,%	88	96	77	84	95

*N = 17, N — количество станций.

Расчёты выполнялись по формуле

$$\varepsilon = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3}. \quad (6)$$

Результат анализа показал, что 80 % и более изменчивости описывается первым собственным вектором. Результаты расчёта ε хорошо согласуются с данными измерений вклада в биомассу трёх доминирующих отделов фитопланктона (см. рис. 2 и табл. 2). Учитывая, что пигментный состав упомянутых выше микроводорослей близок друг другу [20], значения ε оказались ожидаемыми. Таким образом, в начале осени 2020 года в северной части центрального и восточного районов Чёрного моря 80 % вертикальной изменчивости пяти *f*-параметров на трёх фиксированных горизонтах объясняется первым собственным числом, что хорошо согласуется с доминированием одного отдела микроводорослей Dinophyta и его изменчивостью.

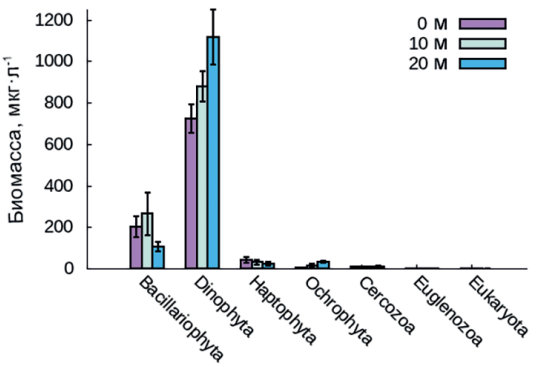


Рис. 2. Среднее значение биомассы и среднеквадратичное отклонение (мкг/л) на трёх горизонтах по всему массиву станций, выполненных в Чёрном море

Fig. 2. The average value of biomass and the standard deviation (μg/l) at three horizons for the entire array of stations in the Black Sea

Задача 2. На рис. 3 и 4 показаны средние профили пяти *f*-параметров для Чёрного и Азовского морей соответственно. На рис. 3 построены профили для двух выборок: оптические стации (А-выборка), где производились зондирования флуориметром ФР-1 и станции, где одновременно производились оптические и биологические исследования (KL-выборка). Как видно средние профили с учётом среднеквадратичного отклонения (СКО) практически совпадают. Таким образом, в первом приближении выводы, полученные только для KL-выборки (а она более узкая по охвату станций) можно распространить на все черноморские станции. Средние профили пяти *f*-параметров в Азовском море с учётом СКО можно считать однородными.

Как видно из рис. 3, средняя величина сигнала флуоресценции для четырёх из пяти *f*-параметров приблизительно одна и та же. Величина флуоресценции фикоцианина на порядок меньше остальных. В целом профиль однородный. СКО составляют 10–20 % от среднего значения для всех глубин. Исключение

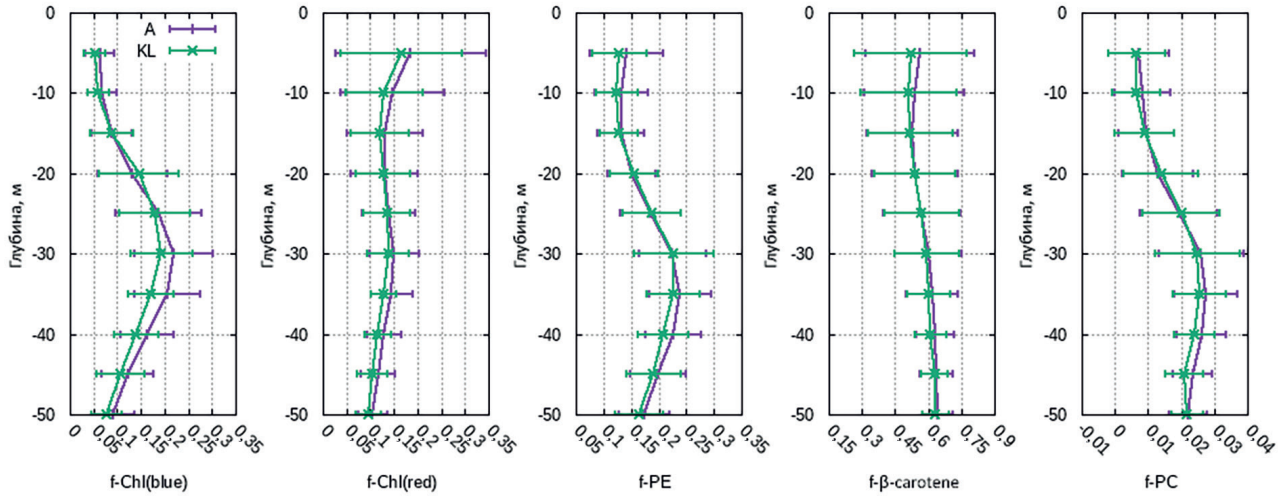


Рис. 3. Средние профили для пяти *f*-параметров (*f*-Chl(blue), *f*-Chl(red), *f*-PC, *f*-PE, *f*-β-carotene, слева на право) двух выборок: A — где проводились оптические измерения; KL — где одновременно производились оптические и биологические измерения. Легенда, которая приведена на левом рисунке, соответствует для всех *f*-параметров

Fig. 3. Average profiles for five *f*-parameters (*f*-Chl(blue), *f*-Chl(red), *f*-PC, *f*-PE, *f*-β-carotene, from left to right) of two samples: A — stations where optical measurements were performed; KL — stations where simultaneous optical and biological measurements were performed. The legend shown in the left figure is valid for all *f*-parameters

наблюдается для СКО *f*-β-carotene, которое заметно уменьшается с глубиной. Для Чёрного моря как минимум для трёх *f*-параметров (f-Chl(blue), *f*-PC, *f*-PE) СКО имеет абсолютный максимум, расположенный на глубинах 25–35 м. В Чёрном и Азовском морях СКО для профиля *f*-β-carotene уменьшается с глубиной.

Результаты анализа ковариационных матриц для каждого из пяти *f*-параметров представлены на рис. 5–7. На рис. 5 представлены расчёты вклада первого и первых двух собственных векторов соответственно в описание суммарной изменчивости каждого *f*-параметра как функции глубины для Чёрного и Азовского морей. Расчёты выполнены по формулам:

$$\varepsilon_1 = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 + \lambda_2 + .. + \lambda_k} \text{ и } \varepsilon_2 = \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\lambda_1 + \lambda_2 + .. + \lambda_k},$$

где k — это число горизонтов.

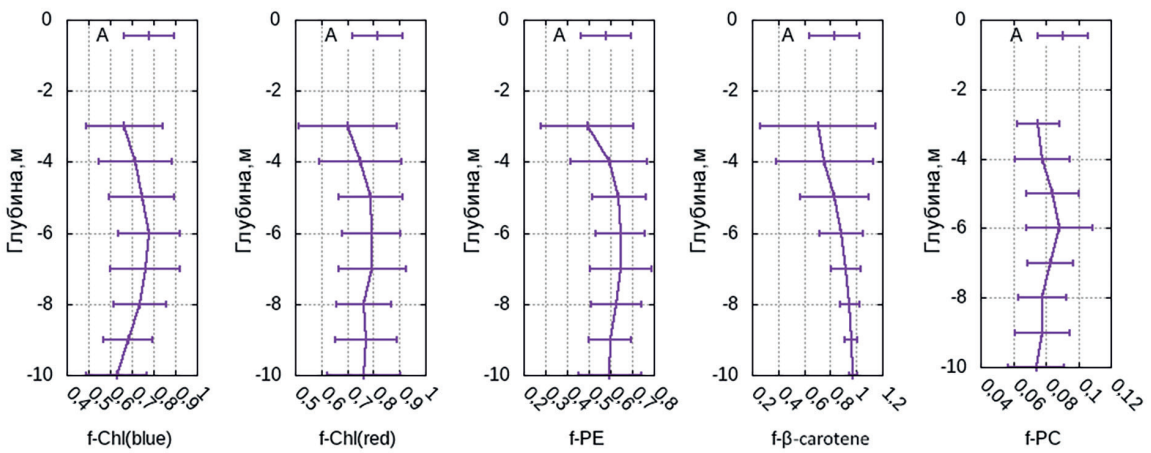


Рис. 4. Средние профили для пяти *f*-параметров в Азовском море по всем станциям для A-выборки, где были выполнены оптические измерения

Fig. 4. Average profiles for five *f*-parameters in the Sea of Azov for all stations for the A-sample where optical measurements were performed

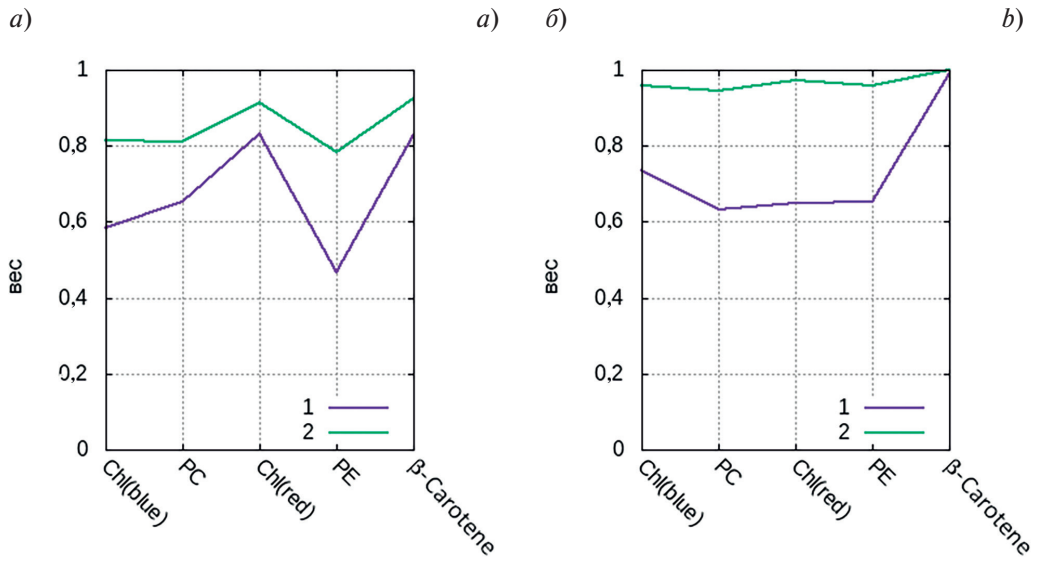


Рис. 5. Процент описания изменчивости профиля каждого из пяти *f*-параметров (1, ε_1) первым и (2, ε_2) двумя первыми собственными векторами в (*а*) Чёрном и (*б*) Азовском морях

Fig. 5. The percentage of profile variability description for each of the five *f*-parameters (1, ε_1) by the first eigenvector and (2, ε_2) by first two eigenvectors in (*a*) the Black Sea and (*b*) the Sea of Azov

Результаты анализа ковариационных матриц для каждого из пяти *f*-параметров подтверждают, что для описания изменчивости по глубине на уровне 75 % нужно использовать два первых собственных вектора для *f*-Chl(blue), *f*-PC, *f*-PE в Чёрном море и *f*-Chl(red), *f*-PC, *f*-PE в Азовском море. И только изменчивость *f*-β-carotene хорошо описывается первым собственным вектором. Минимальные вариации из рассматриваемого диапазона глубин (0–50 м) в Чёрном море для всех пяти *f*-параметров наблюдаются на 50 м. В Азовском море первый собственный вектор для всех пяти *f*-параметров не зависит от глубины (кроме *f*-β-carotene).

Резюмируя результаты, полученные для Чёрного моря, можно утверждать:

– для вертикальных профилей *f*-Chl(blue), *f*-PC, *f*-PE описание 80 % изменчивости обеспечивается минимум двумя первыми собственными векторами;

– для вертикальных профилей *f*-Chl(red) и *f*-β-carotene достаточно первого собственного вектора, чтобы обеспечить описание на таком же уровне изменчивости.

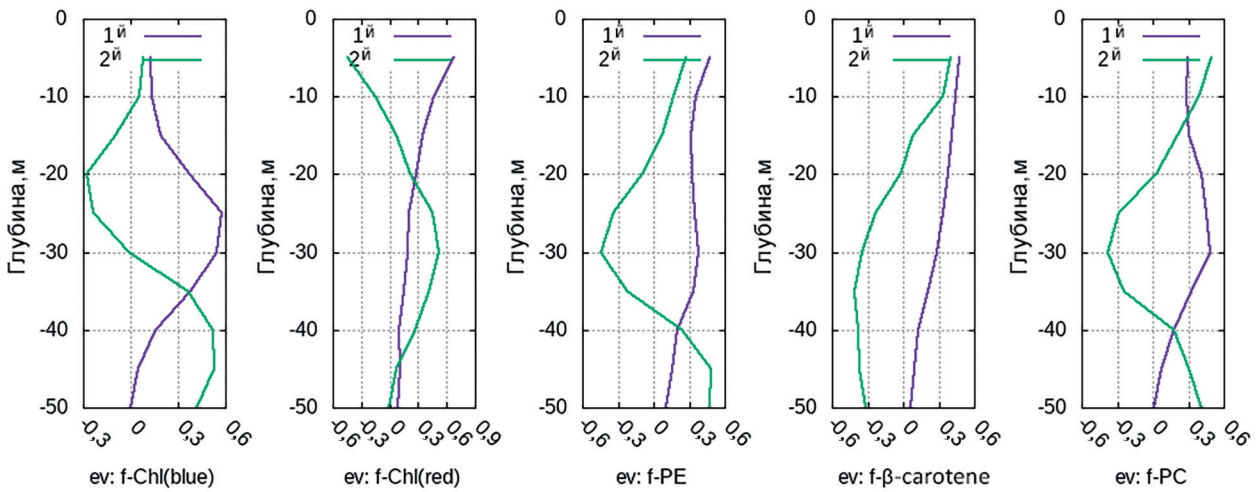


Рис. 6. Два первых собственных вектора для пяти профилей *f*-параметров в Чёрном море

Fig. 6. The first two eigenvectors for five *f*-parameter profiles in the Black Sea

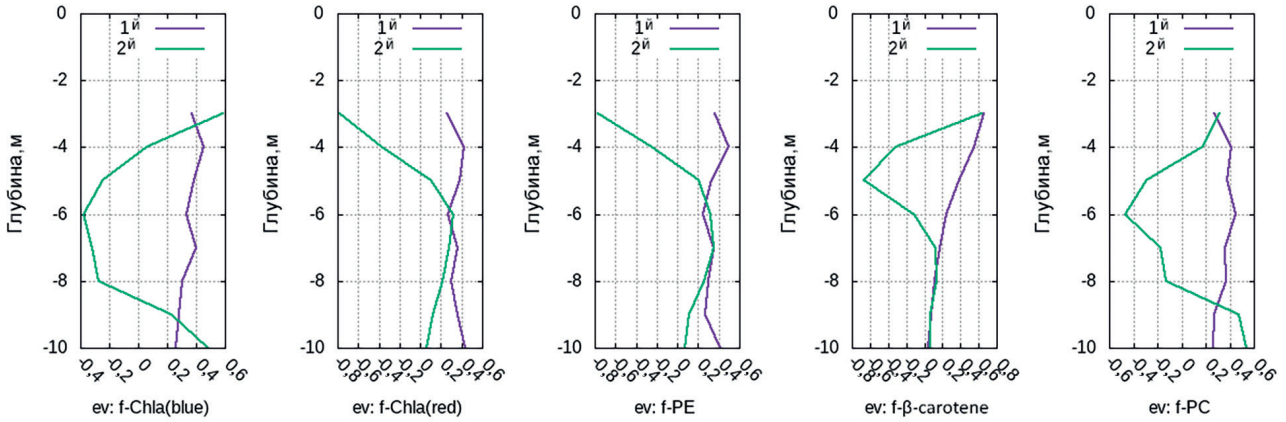


Рис. 7. Два первых собственных вектора для профилей *f*-параметров в Азовском море

Fig. 7. The first two eigenvectors for *f*-parameter profiles in the Sea of Azov

Исходя из выше сказанного, с учётом результатов, полученных при решении задачи 1, можно предположить, что изменчивость содержания пигментов в микроводорослях с глубиной ниже 20 м имеет более сложный характер. Поэтому анализ видового состава фитопланктона в рассматриваемый сезон необходимо делать до глубин нижней границы слоя фотосинтеза.

Для Азовского моря:

– первая гармоника однородна по глубине за исключением *f*-β-carotene, для последней она заметно уменьшается от поверхности до дна;

– на глубине 5–6 м наблюдается максимум изменчивости второй гармоники для всех пяти *f*-параметров.

Сравнение профилей ИФ пигментов фитопланктона в Чёрном (0–50 м) и Азовском (0–10 м) морях показывает, что средние значения всех *f*-параметров для Чёрного моря существенно меньше, чем для Азовского моря (рис. 3–4). Эта разница объясняется более высокой трофностью вод Азовского моря [21, 22]. Кроме того, 80 % уровень изменчивости профилей для трёх *f*-параметров в Чёрном море и четырёх в Азовском море описываются двумя первыми собственными векторами ковариационной матрицы, что, по-видимому, связано с изменением видового состава фитопланктона с глубиной.

Задача 3. На рис. 8 представлены две выборки черноморских профилей пяти *f*-параметров: в верхней части — профили, полученные в дневное время суток; в нижней — в ночное время суток. Период сумерек исключался. Для удобства сравнения профиль каждого фиксированного *f*-параметра выполнен в одних и тех же шкалах как для дневной выборки, так и для ночной. На первый взгляд, помимо увеличения ИФ пигментов фитопланктона в ночное время другие существенные отличия между ночными и дневными профилями не наблюдаются.

Чтобы выявить особенности (если они имеют место) между поведением профилей *f*-параметров для дневных и ночных выборок, проделана следующая процедура. На каждом горизонте сформирована ковариационная матрица, состоящая из двух *f*-параметров. В качестве опорного параметра при расчёте такой матрицы использовался *f*-Chl(blue) совместно с другим параметром, который менялся. Очевидно, что такие матрицы размером 2 × 2 имеют два собственных вектора. Анализ угла между первым собственным вектором и направлением, связанным с положительной изменчивостью *f*-Chl(blue) в конкретной выборке, как функции глубины и пары f-параметров представлены на рис. 9. Физический смысл данного параметра состоит в том, что величина угла характеризует коэффициент корреляции между двумя *f*-параметрами: если угол стремится к нулю, то коэффициент корреляции стремится к единице — связь сильная, и если он близок к 90°, то коэффициент корреляции стремится к нулю — связь отсутствует.

Анализ угла как функции глубины между первым собственным вектором ковариационной матрицы двух *f*-параметров и направлением, связанным с положительной изменчивостью *f*-Chl(blue) в конкретной выборке, продемонстрировал следующее:

– отсутствие различия между дневными и ночными выборками (за исключением пары *f*-Chl(blue) и *f*-β-carotene);

– усиление вклада *f*-Chl(blue) в первый собственный вектор с глубиной со всеми *f*-параметрами.

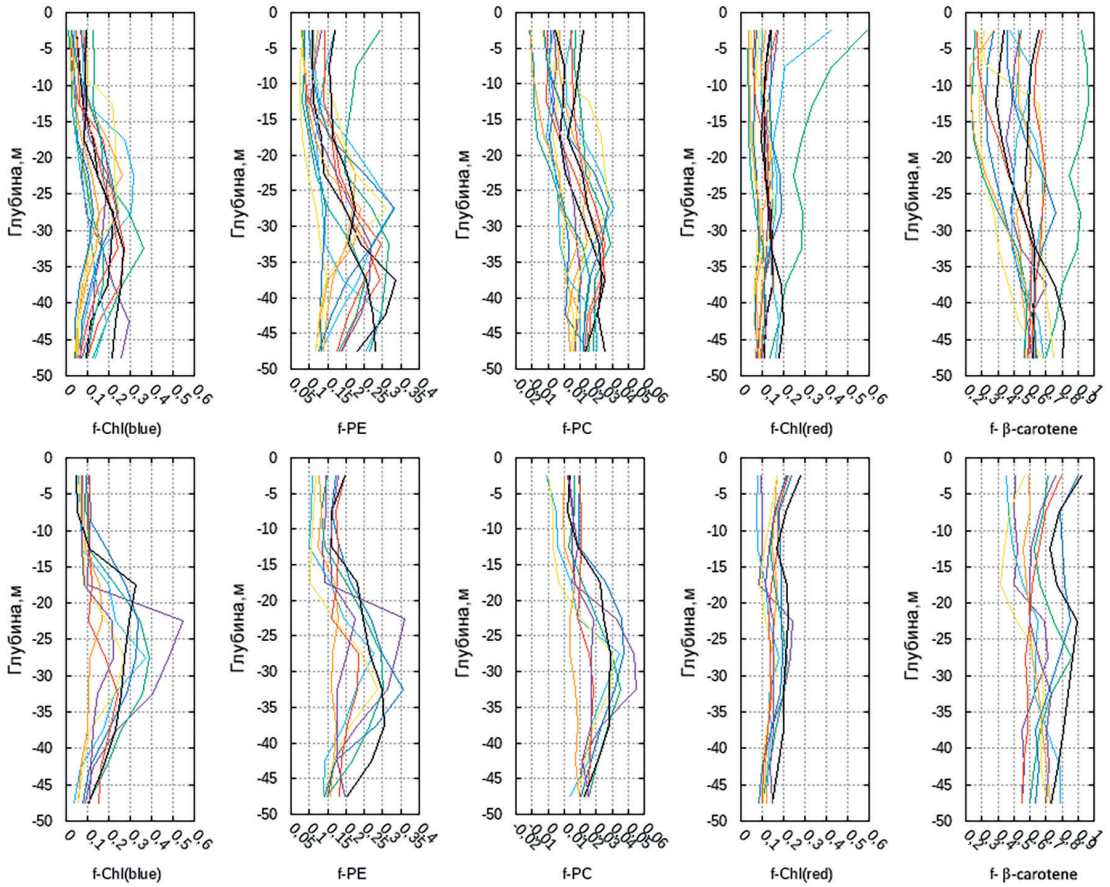


Рис. 8. Профили пяти *f*-параметров для дневных (верхний ряд) и ночных (нижний ряд) съёмок в Чёрном море

Fig. 8. Profiles of five *f*-parameters for daytime (top row) and nighttime (bottom row) studies in the Black Sea

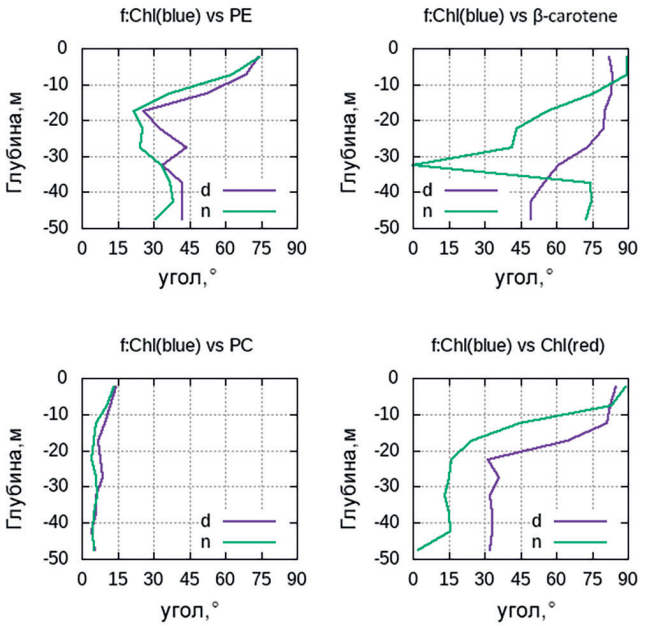


Рис. 9. Изменение угла между первым собственным вектором ковариационной матрицы двух *f*-параметров и направлением изменчивости *f*-Chl(blue) как функции от глубины в Чёрном море для дневных (*d*) и ночных (*n*) профилей

Fig. 9. The change in the angle between the first eigenvector of the covariance matrix for two *f*-parameters and the direction of *f*-Chl(blue) variability as a function of depth in the Black Sea for daytime (*d*) and nighttime (*n*) profiles

4. Заключение

Суммируя результаты решения всех трёх задач, имеем:

– вертикальная структура профилей ИФ пигментов фитопланктона имеет свои особенности и по-разному ведёт себя в Азовским и Чёрном морях;

– анализ ковариационных матриц профилей ИФ пигментов фитопланктона в верхнем 50-метровом слое Чёрного моря указывает, что с глубиной происходит изменение пигментного состава фитопланктона, что может быть связано со сменой его видового состава;

– в начале осени 2020 г. в северной части центрального и восточного районов Чёрного моря описание изменчивости вертикальных профилей *f*-Chl(blue), *f*-PC, *f*-PE на уровне 80 % обеспечивается минимум двумя первыми собственными векторами, а для вертикальных профилей *f*-Chl(red) и *f*-β-carotene достаточно первого собственного вектора, что хорошо согласуется с прямыми наблюдениями видового состава фитопланктона, свидетельствующие о доминировании одного отдела фитопланктона в 20-метровом слое;

– описание изменчивости профилей в верхнем 50-и метровом слое в Чёрном море и в 10-метровом слое Азовского моря на том же уровне необходимо использование уже двух первых собственных векторов, что может быть объяснено изменением видового состава фитопланктона с глубиной.

– для целого ряда обнаруженных свойств профилей *f*-параметров их объяснение остаётся затруднительным из-за отсутствия прямых измерений видового состава фитопланктона. Поэтому при проведении совместных биооптических измерений с учётом трудоёмкости биологических измерений расчёт видового состава фитопланктона желательно проводить до нижней границы слоя фотосинтеза с шагом 10 м в Чёрном море и с шагом 2 м — в Азовском море, особенно в тёплый сезон — в период сформировавшегося термоклина;

– полученные результаты показали, что разработанный в МГИ автономный зондирующий многоканальный измеритель флуоресценции ФР-1 является информативным и потенциально перспективным измерительным прибором для исследования видового состава фитопланктона *in situ*.

Развитие данного исследования видится в проведении серии лабораторных измерений сигналов интенсивности флуоресценции рассматриваемых в работе *f*-параметров для отдельно взятых монокультур фитопланктона, типичных для Чёрного моря, выращенных в контролируемых фиксированных условиях освещения, питания, температурного режима.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках государственного задания:

по теме FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология», ФГБУН ФИЦ МГИ);

по теме FNNN-2021-0004 Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» (ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ);

по теме № 121041400077-1 «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ).

Funding

The study was carried out within the framework of the state assignment of MHI RAS on themes No. FNNN-2021-0003 and IBSS No.FNNN-2021-0004, No.121041400077-1.

Литература

1. IOCCG. Phytoplankton Functional Types from Space. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, 2014. No. 15. IOCCG. Dartmouth, Canada.
2. *Efimova T.*, *Churilova T.*, *Skorokhod E.* et al. Effect of water trophic status on bio-optical properties and productive characteristics of phytoplankton of the Black Sea coastal waters near Sevastopol // Marine Biology Research. 2023. P. 1–11. doi:10.1080/17451000.2023.2203502.
3. *Суслин В.В.*, *Чурилова Т.Я.*, *Пряхина С.Ф.* Региональная методика восстановления первичных гидрооптических характеристик черного моря по данным цветового сканера SEAWIFS // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2012. № 26–2. С. 204–223.
4. *Suslin V.*, *Pryahina S.*, *Churilova T.*, *Slabakova V.* The black sea IOPS based on SEAWIFS data // Proceedings of SPIE — The International Society for Optical Engineering. 2016. C. 1003531. doi:10.1117/12.2248332

5. *Чурилова Т.Я.*, *Берсенева Г.П.*, *Георгиева Л.В.* Изменчивость биооптических характеристик фитопланктона в Черном море // Океанология. 2004. Т. 44. № 2.С. 208–221.
6. *Чурилова Т.Я.*, *Берсенева Г.П.*, *Георгиева Л.В.*, *Брянцева Ю.В.* Биооптические характеристики фитопланктона Черного моря в период зимне-весеннего «цветения» // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 5. С. 28–40.
7. *Берсенева Г.П.*, *Чурилова Т.Я.* Хлорофилл и оптические характеристики фитопланктона в шельфовых водах Черного моря у побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 2. С. 44–58.
8. *Салюк П.А.*, *Степочкин И.Е.*, *Букин О.А.* и др. Определение концентрации хлорофилла-*a* спутниковыми радиометрами MODIS-Aqua и VIIRS в Восточной Арктике и Беринговом море // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 161–172. doi:10.7868/S0205961416010115
9. *Салюк П.А.*, *Стёпочкин И.Е.* Проблема разделения вкладов фитопланктона и окрашенных растворенных органических веществ в спектральные величины яркости выходящего из воды излучения // Труды X Юбилейной Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». 2019. С. 49–54.
10. *Karabashev G.S.*, *Evdoshenko M.A.* Narrowband shortwave minima in spectra of backscattered light from the sea obtained from ocean color scanners as a remote indication of algal blooms // Oceanologia. 2016. 58(4). P. 279–291. doi:10.1016/j.oceano.2016.05.001
11. *Roy S.*, *Sathyendranath S.*, *Bouman H.* et al. The global distribution of phytoplankton size spectrum and size classes from their light-absorption spectra derived from satellite data // Remote Sensing of Environment. 2013. T. 139. C. 185–197. doi:10.1016/j.rse.2013.08.004
12. *Sathyendranath S.*, *Gota G.*, *Stuart V.* et al. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches // International Journal of Remote Sensing. 2001. T. 22, № 2–3. C. 249–273. doi:10.1080/014311601449925
13. *Sathyendranath S.*, *Stuart V.*, *Platt T.* et al. Remote sensing of ocean colour: Towards algorithms for retrieval of pigment composition // Indian Journal of Marine Sciences. 2005. T. 34, № 4. C. 333–340.
14. *Suslin V.*, *Slabakova V.*, *Churilova T.* 4D structure of bio-optical characteristics of the upper 70 m layer of the Black Sea: Bio-Argo floats and ocean color scanners // Total Environment Research Themes. 2022. Vol. 3–4. P. 100006. doi:10.1016/j.totert.2022.100006
15. *Кудинов О.Б.*, *Мартынов О.В.*, *Ли Р.И.* Зондирующий спектральный измеритель флюоресценции и рассеяния, испытания в лабораторных и полевых условиях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100
16. Патент № 2775809 C1 Российская Федерация, МПК G01N21/64. Способ определения концентрации фотопигментов фитопланктона, растворённого органического вещества и размерного состава взвеси в морской воде in situ: № 2021124358: заявл. 13.08.2021: опубл. 11.07.2022 / М.Е.Г. Ли, О.Б. Кудинов; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН».
17. *Сорокин Ю.И.* К методике концентрирования проб фитопланктона // Гидробиологический журнал. 1979. Т. 15. С. 71–76.
18. *Суханова И.Н.* Концентрирование фитопланктона в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 97–105.
19. *Киселев И.А.* Методы исследования планктона // Жизнь пресных вод СССР. Ленинград: АН СССР, 1956. Т. 4. С. 183–270.
20. *Чурилова Т.Я.*, *Финенко З.З.*, *Акимов А.И.* Пигменты микроводорослей // Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования / под ред. Ю.Н. Токарева, З.З. Финенко, Н.В. Шадрина. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. С. 301–320.
21. *Чурилова Т.Я.*, *Ефимова Т.В.*, *Моисеева Н.А.*, *Скороход Е.Ю.* Спектральные показатели поглощения света взвешенным веществом и растворенным органическим веществом в Азовском море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 73–83. doi:10.48612/fpg/ex1p-9vtp-phu8
22. *Churilova T., Suslin V., Krivenko O.* et al. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization // Frontiers in Marine Science. 2017. T. 4. C. 90. doi:10.3389/fmars.2017.00090

References

1. IOCCG. Phytoplankton Functional Types from Space. Sathyendranath, S. (ed.), *Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group*, 2014, 15. *IOCCG. Dartmouth*, *Canada*.
2. *Efimova T.*, *Churilova T.*, *Skorokhod E.* et al. Effect of water trophic status on bio-optical properties and productive characteristics of phytoplankton of the Black Sea coastal waters near Sevastopol. Marine Biology Research. 2023, 1–11. doi:10.1080/17451000.2023.2203502
3. *Suslin V.V.*, *Churilova T.Y.*, *Pryakhina S.F.* Regional methodology of restoration of the primary hydrooptical characteristics of the Black Sea from color data primary hydro-optical characteristics of the Black Sea based on the data of the color SEAWIFS scanner. *Ekologicheskaya Bezopasnost Pribrezhnoi i Shelfovoi Zon i Kompleksnoe Ispolzovanie Resursov Shelfa*. 2012, 26–2, 204–223 (in Russian).

4. *Suslin V.*, *Pryahina S.*, *Churilova T.*, *Slabakova V.* The black sea IOPS based on SEAWIFS data. *Proceedings of SPIE — The International Society for Optical Engineering*. 2016, 1003531. doi:10.1117/12.2248332
5. *Churilova T.Y.*, *Berseneva G.P.*, *Georgieva L.V.* Variability of the biooptical characteristics of phytoplankton in the Black Sea. *Oceanology*. 2004, 44, 2, 192–204.
6. *Churilova T.Y.*, *Berseneva G.P.*, *Georgieva L.V.*, *Bryantseva Y.V.* Bio-optical characteristics of phytoplankton of the Black Sea during the winter-spring "blooming" period. *Morskoi Gidrofizicheskii Zhurnal*. 2001, 5, 28–40 (in Russian).
7. *Berseneva G.P.*, *Churilova T.Y.* Chlorophyll and optical characteristics of phytoplankton in shelf waters of the Black Sea off the coast of Crimea. *Morskoi Gidrofizicheskii Zhurnal*. 2001, 2, 44–58 (in Russian).
8. *Salyuk P.A.*, *Stepochkin I.E.*, *Bukin O.A.* et al. Definition chlorophyll-*a* concentration by MODIS-Aqua and VIIRS satellite radiometers at Eastern Arctic and Bering Sea. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2016, 1–2, 161–172. doi:10.7868/S0205961416010115 (in Russian).
9. *Salyuk P.A.*, *Stepochkin I.E.* The problem of separation of phytoplankton and coloured dissolved organic matter contributions into remote sensed reflectance spectrum of seawater. *Proceedings of X Anniversary All-Russia Conference «Current problems in optics of natural waters»* (*ONW'2019*). 2019. P. 49–54 (in Russian).
10. *Karabashev G.S.*, *Evdoshenko M.A.* Narrowband shortwave minima in spectra of backscattered light from the sea obtained from ocean color scanners as a remote indication of algal blooms. *Oceanologia*. 2016, 58(4), 279–291. doi:10.1016/j.oceano.2016.05.001
11. *Roy S.*, *Sathyendranath S.*, *Bouman H.* et al. The global distribution of phytoplankton size spectrum and size classes from their light-absorption spectra derived from satellite data. *Remote Sensing of Environment*. 2013, 139, 185–197. doi:10.1016/j.rse.2013.08.004
12. *Sathyendranath S.* et al. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches. *International Journal of Remote Sensing*. 2001, 22, 2–3, 249–273. doi:10.1080/014311601449925
13. *Sathyendranath S.* et al. Remote sensing of ocean colour: Towards algorithms for retrieval of pigment composition. *Indian Journal of Marine Sciences*. 2005, 34, 4, 333–340.
14. *Suslin V.*, *Slabakova V.*, *Churilova T.* 4D structure of bio-optical characteristics of the upper 70 m layer of the Black Sea: Bio-Argo floats and ocean color scanners. *Total Environment Research Themes*. 2022, 3–4, 100006. doi:10.1016/j.totert.2022.100006
15. *Kudinov O.B.*, *Martynov O.V.*, *Lee R.I.* Sounding spectral meter of fluorescence and light scattering: laboratory and field testing. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13, 2, 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100
16. Patent No. 2775809 C1 Russian Federation, MPC G01N21/64. Method for determination of phytoplankton photopigment concentration, dissolved organic matter and suspended sediment size composition in seawater in situ: No. 2021124358: zayavl. 13.08.2021: opubl. 11.07.2022 / M.E.G. Li, O.B. Kudinov; zayavitel Federalnoe gosudarstvennoe byudzhetnoe uchrezhdenie nauki Federalnyi issledovatelskii tsentr "Morskoi gidrofizicheskii institut RAN" (in Russian).
17. *Sorokin Y.I.* To the methodology of phytoplankton sample concentration. *Gidrobiologicheskii Zhurnal*. 1979, 15, 71–76 (in Russian).
18. *Sukhanova I.N.* Concentration of phytoplankton in the sample. *Sovremennye Metody Kolichestvennoi Otsenki Raspredeleniya Morskogo Planktona*. *M.*, *Nauka*, 1983. 97–105 (in Russian).
19. *Kiselev I.A.* Methods of plankton research. Zhizn Presnykh Vod SSSR. Leningrad, AN SSSR, 1956, 4, 183–270 (in Russian).
20. *Churilova T.Y.*, *Finenko Z.Z.*, *Akimov A.I.* Microalgal pigments. Microalgae of the Black Sea: Problems of biodiversity conservation and biotechnological utilization / *NAN Ukrainy*, I*nstitut biologii yuzhnykh morei*. *Sevastopol*, *EKOSI-Gidrofizika*, 2008, 301–320 (in Russian).
21. *Churilova T.Y.*, *Efimova T.V.*, *Moiseeva N.A.*, *Skorokhod E. Yu*. Spectral indices of light absorption by suspended matter and dissolved organic matter in the Sea of Azov // Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022, 15, 3, 73–83. doi:10.48612/fpg/ex1p-9vtp-phu8 (in Russian).
22. *Churilova T.*, *Suslin V.*, *Krivenko O.* et al. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization. *Frontiers in Marine Science*. 2017, 4, 90.

Об авторах

СУСЛИН Вячеслав Владимирович, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 825673, ORCID: 0000-0002-8627-7603, Scopus AuthorID: 6602501867, WoS ResearcherID: B-4994-2017, slava.suslin@mhi-ras.ru

КУДИНОВ Олег Борисович, РИНЦ AuthorID: 861503, Scopus AuthorID: 57201072321, kudinov_ob@mhi-ras.ru

РЯБОКОНЬ Данил Андреевич, РИНЦ AuthorID: 1144660, akronis_white@mail.ru

ЛИ Раиса Игнатьевна, РИНЦ AuthorID: 937587, ORCID ID: 0000-0002-2482-0105, raisa-lee@yandex.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-7

УДК 551.46.065

© *Т. М. Максимовская*[1–3]*, *А. В. Зимин*[1–3], *Д. В. Моисеев*[3], 2023

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9
[3]Мурманский морской биологический институт РАН, 183032, Мурманск, ул. Владимирская, д. 17
*maximovskaja.t@yandex.ru

РЕЗУЛЬТАТЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ВЕСНОЙ 2023 ГОДА

Статья поступила в редакцию 02.10.2023, после доработки 11.11.2023, принята в печать 14.11.2023

Аннотация

Представлены результаты океанографических исследований в прикромочной (арктической) фронтальной зоне Баренцева моря у границы ледового покрова, выполнявшихся с борта НИС «Дальние Зеленцы» с 27 апреля по 6 мая 2023 г. Рассматривается положение фронтальной зоны, зафиксированной по данным контактных наблюдений на гидрологических меридиональных разрезах вдоль 33°30′, 40°, 45° и 50° в.д. Разрезы выполнялись от полей мелкобитого однолетнего льда на юг, в сторону открытой акватории Баренцева моря. На всех разрезах были обнаружены высокоградиентные зоны, выраженные в поле температуры и солености, на разном расстоянии от кромки ледового поля. Было установлено, что в период исследования фронтальная зона находилась на расстоянии от 25 до 180 км от кромки ледовых полей, градиенты температуры варьировали от 0,02 до 0,07 °C/км, солености — от 0,002 до 0,08 епс/км, ширина фронтальной зоны не превышала 28 км. В области границы фронтальной зоны наблюдались максимальные значения хлорофилла-а и растворенного кислорода.

Ключевые слова: прикромочная фронтальная зона, термохалинная структура вод, градиенты гидрофизических характеристик, Баренцево море

© *T. M. Maksimovskaya*[1–3]*, *A. V. Zimin*[1–3], *D. V. Moiseev*[3], 2023

[1]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia
[2]St. Petersburg State University, 7–9 Universitetskaya Emb., St Petersburg, 199034, Russia
[3]Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, 17 Vladimirskaya Str., Murmansk, 183032, Russia
maximovskaja.t@yandex.ru

THE RESULTS OF OCEANOGRAPHIC STUDIES IN THE MARGINAL ICE ZONE OF THE BARENTS SEA IN THE SPRING OF 2023

Received 02.10.2023, Revised 11.11.2023, Accepted 14.11.2023

Abstract

The results of oceanographic research in the marginal ice zone of the Barents Sea near the ice cover boundary, carried out from the R/V Dalnie Zelentsy from April 27 to May 6, 2023, are presented. The position of the frontal zones recorded from contact observations on hydrological meridional transects along 33°30′, 40°, 45°, and 50° E are considered. The transects were made from the fields of finely broken annual ice southward towards the open water area of the Barents Sea. High-gradient zones expressed in the temperature and salinity fields at different distances from the ice field edge were detected on all transects. It was shown that during the research period the frontal zone was located at a distance from 25 to 180 km from the ice field edge, the temperature gradients varied from 0.021 to 0.067 °C/km, the salinity — from 0.002 to 0.012 psu/km, the width of the frontal zone did not exceed 28 km. The maximum values of chlorophyll-a and dissolved oxygen were observed in the area of the frontal zone boundary.

Keywords: marginal ice zone, thermohaline water structure, gradients of hydrophysical characteristics, Barents Sea

Ссылка для цитирования: *Максимовская Т.М.*, *Зимин А.В.*, *Моисеев Д.В.* Результаты океанографических исследований в прикромочной зоне Баренцева моря весной 2023 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 87–93. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-7
For citation: *Maksimovskaya T.M.*, *Zimin A.V.*, *Moiseev D.V.* The Results of Oceanographic Studies in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea in the Spring of 2023. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 87–93. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-7

1. Введение

Баренцево море является переходной областью между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, расположенной в высоких широтах. В силу этого, Баренцево море представляет собой зону трансформации для теплых и соленых вод Атлантики на их пути в Северный Ледовитый океан [1, 2]. В северной и центральной частях моря трансформированные атлантические воды встречаются с холодными и распресненными арктическими, что приводит к формированию области повышенных градиентов гидрофизических полей, ассоциируемых с системой климатической Северной полярной фронтальной зоны Баренцева моря [3]. Одной из самых северных частей этой обширной и сложно сформированной зоны является прикромочная или арктическая фронтальная зона (ПФЗ). Считается, что ПФЗ формируется в области взаимодействия линзы холодных и распресненных за счет таяния льда вод с трансформированными атлантическими водами. Характеристики ПФЗ подвержены значительной межгодовой и сезонной изменчивости [3–14]. Как правило, ПФЗ удалена на несколько десятков километров от кромки однолетнего льда и прослеживается в верхнем слое океана до глубин 70–150 метров. В области ПФЗ перепад температуры составляет 1–3 °С, солености 0,3–2 епс. Ширина фронтальной зоны колеблется от 50 до 150 километров. По обобщенным за XX век данным контактных наблюдений [3] градиенты в области основных фронтальных разделов составляют в среднем 0,12 °С/км для температуры и 0,1 епс/км для солености.

В первые десятилетия XXI века наблюдается значительное уменьшение ледовитости в Баренцевом море по сравнению с другими арктическими морями [1]. Кроме того, возрастает повторяемость мягких зим, происходит уменьшение средней сплоченности льда. Все это привело к смещению прикромочной фронтальной зоны на север на 150 км в область открытых вод Северного Ледовитого океана. Горизонтальные градиенты температуры и солености в области ПФЗ уменьшились [10, 11]. Изменение областей таяния морского льда привело к увеличению солености и плотности формирующейся при смешении арктических и атлантических вод баренцевоморской водной массы [1]. Поскольку она образует основную часть Арктической промежуточной воды, изменения ее свойств могут иметь далеко идущие последствия для циркуляции и климата всего арктического бассейна [15]. Соответственно, знания о текущих характеристиках прикромочной фронтальной зоны в Баренцевом море важны как для понимания происходящих климатических изменений, так и для прогнозирования трансформации характеристик вод Баренцева моря. Однако получение сведений о ПФЗ является сложной задачей, особенно в конце зимнего — начале весеннего периода, когда наблюдается значительная перестройка атмосферных процессов, что не позволяет привлекать спутниковые данные из-за сплошной облачности и способствует значительному распространению полей битого льда, затрудняя судовые наблюдения. Таким образом, для исследования ПФЗ требуется проведение специализированных работ, условия для которых сложились в апреле–мае 2023 года.

Цель данной работы — представить первые результаты экспедиционных исследований в области прикромочной фронтальной зоны выполнявшихся в ходе совместной экспедиции ММБИ РАН и СПбФ ИО РАН на НИС «Дальние Зеленцы» в период с 26 апреля по 6 мая 2023 г.

2. Материалы и методы

Измерения основных океанографических параметров морской среды проводились методом СТД-зондирования с использованием зондов SEACAT SBE19 plus V2 и CTD90 M Series II с дополнительными датчиками, позволяющими получать значения флуоресценции хлорофилла-а, мутности и растворенного кислорода. Зондирование водной толщи выполнялось от поверхности до глубин не менее 100 м. Данные обрабатывались с помощью специализированного программного обеспечения, а также программы OBZerver 3.1 [16]. Исследования выполнялись на четырех разрезах (вдоль 33°30′, 40°, 45° и 50° в.д.).

Методика выполнения работ на всех разрезах была следующая. Судно двигалось вдоль заданной долготы в северном направлении до ледовой кромки, за которую принимались скопления мелкобитого серобелого льда сплоченностью не менее 5 баллов. После достижения этой границы начиналось выполнение гидрологических станций в направлении на юг, в сторону открытой акватории Баренцева моря. Положение разрезов представлено на (рис. 1). Каждый разрез включал от 6 до 12 гидрологических станций. Протяженность разрезов и частота станций на них определялась исходя из положения высокоградиентной зоны, детектировавшейся в процессе выполнения работ по результатам оперативной обработки данных CTD-зондирований водной толщи. Дополнительно судно было оснащено метеостанцией ТМ-83-УВТ. Данные с нее использовались для получения информации о скорости, направлении ветра и температуре воздуха во время выполнения работ.

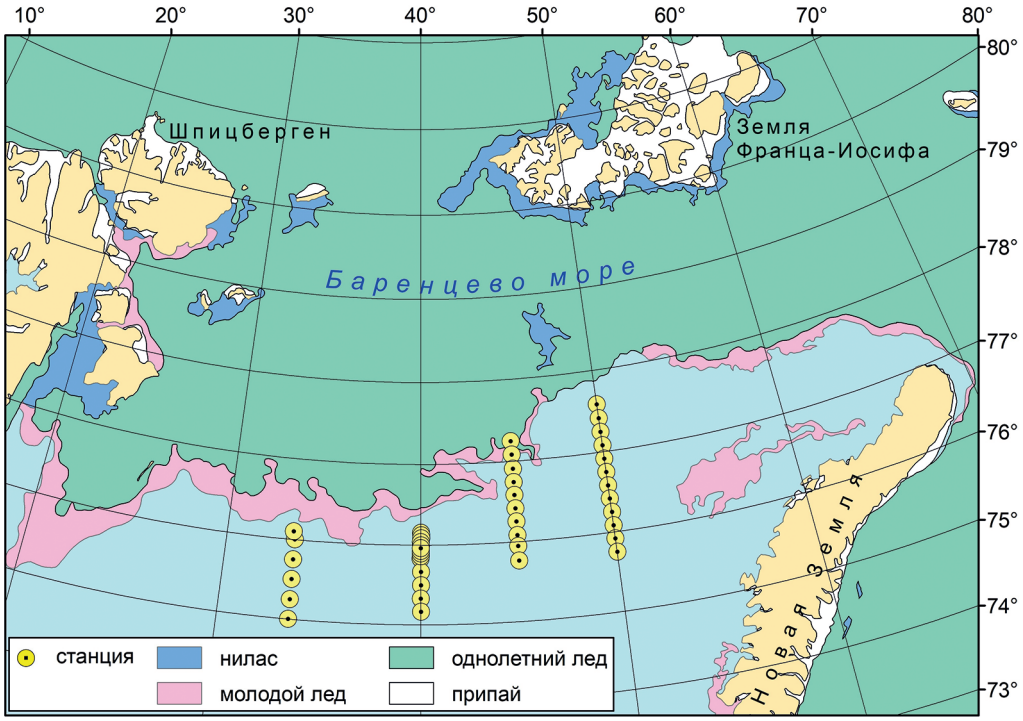


Рис. 1. Положение станций на гидрологических разрезах. выполненных с 26 апреля по 6 мая 2023 г. в прикромочной зоне Баренцева моря (границы ледовых полей отображены по состоянию на 2 мая 2023 г. [17])

Fig. 1. The position of the stations of hydrological sections in the Barents Sea marginal ice zone made from April 26 to May 6, 2023 (the boundaries of the ice fields are displayed as of May 2, 2023 [17])

3. Результаты

В период экспедиции погода обуславливалась преимущественно влиянием циклонических образований, смещавшихся из района Исландии вдоль северного побережья Европы на восток, и связанных с ними фронтальных разделов разных типов. Преобладали ветра северных и западных направлений силой 5–6 м/с. При прохождении атмосферных фронтальных разделов ветер усиливался до 11–12 м/с и выпадал снег. Облачность составляла 8–10 баллов. Температура воздуха колебалась преимущественно в диапазоне от –6 до –1 °С, однако при прохождении теплого фронта (26–27.04.2023) отмечались положительные значения температуры. Отметим, что стабильные как северо-западные, так и северные ветра могли оказывать влияние на положение фронтальной зоны, обеспечивая вынос полей начальных видов льда и смещение фронтальных разделов в южном направлении.

На всех разрезах были обнаружены высокоградиентные зоны между водами арктического происхождения с пониженными температурой и соленостью и трансформированными атлантическими водами. Фронтальные зоны были хорошо выражены в полях температуры и солёности, кроме того, вблизи этих областей наблюдались максимумы в распределении хлорофилла-*a*. Результаты детектирования ПФЗ на всех четырех разрезах в обобщенном виде представлены в таблице.

Самый западный из рассматриваемых разрезов (33°30′ в. д.) выполнялся вдоль векового разреза «Кольский меридиан» [18]. Ледовая кромка здесь была обнаружена на 76° с. ш. Положение участков с повышенными горизонтальными градиентами температуры и солености на разрезе не совпадали между собой. Термический фронтальный раздел находился на расстоянии 53 км, халинный — 25 км, от условной линии положения морского льда. Арктические воды прослеживались от поверхности до горизонта 30 м и имели минимальные температуру –1,4 °С и соленость 34,3 епс. Тонкий слой холодных распресненных вод на глубине 30 м подстилали воды с положительной температурой до 1,8 °С и соленостью близкой к 35 епс. Арктическая водная масса, отделялась фронтальной зоной шириной 28 км от трансформированных атлантических вод Северной ветви Нордкапского течения с температурой 1,4 °С и соленостью 34,3 епс (рис. 2).

Таблица
Table

Характеристики фронтальных зон на меридиональных разрезах
Characteristics of frontal zones on meridional sections

Меридиональный разрез, в. д.	Расстояние от ледовой кромки до термической (халинной) ФЗ, км	Предел распространения ФЗ по глубине, м	Перепад температуры, °С	Перепад солености, епс	Максимальный градиент температуры 0 м, °С/км	Максимальный градиент солености 0 м, епс/км
33°30′	53 (25)	50	1,34	0,34	0,05	0,01
40°	82 (82)	50	1,08	0,15	0,06	0,08
45°	137 (137)	50	1,26	0,16	0,07	0,01
50°	190 (190)	70	0,40	0,03	0,02	0,01

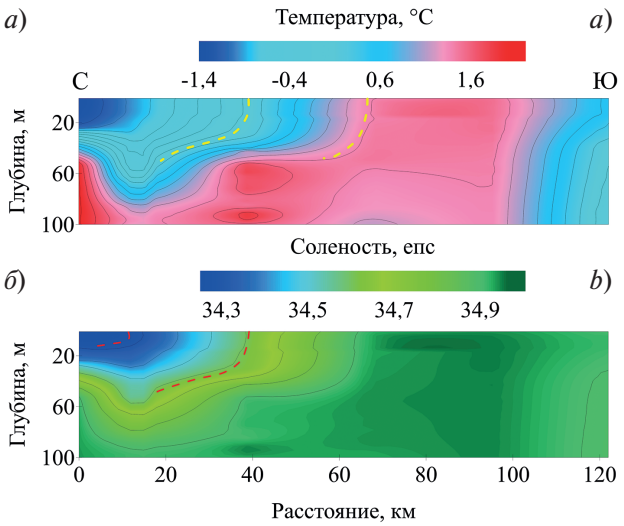


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на прикромочном разрезе вдоль 33°30′ в. д., пунктирными линиями обозначены границы области повышенных горизонтальных градиентов буквами С и Ю обозначены крайняя северная и крайняя южная станции разреза (27 апреля 2023 г.)

Fig. 2. Vertical distribution of temperature (*a*), salinity (*b*) on the marginal section along 33°30′ E, dotted lines indicate the boundaries of the area of high horizontal gradients, the letters C and Ю indicate the northernmost and southernmost stations of the transect (April 27, 2023)

На разрезе, располагавшемся на 40°в.д., фронтальная зона имела меньшую ширину, чем на «Кольском меридиане» и прослеживалась на большем расстоянии от ледовой кромки (см. Таблицу). Перепад температуры и солености через фронтальную зону был меньше, чем на описанном выше разрезе, но в области основного фронтального раздела градиент температуры имел более высокие значения. Изменчивость характеристик вод на разрезе, расположенном вдоль 45°в.д., представлена на рис. 2. Фронтальная зона шириной 19 км между Арктическими и Трансформированными Атлантическими водами (Западная ветвь Новоземельского течения) находилась на расстоянии 137 км от ледовой кромки. Здесь наблюдалась типичная для ПФЗ структура вод. Распресненный слой вод с отрицательными температурами подстилали более теплые и соленые воды. Распределение хлорофилла-а, который служит важной характеристикой первичной биопродуктивности вод, характеризовалось повышенными значениями у ледовой кромки, в арктических водах перед фронтальной зоной, а также непосредственно в самой области повышенных градиентов (рис. 3, *в*). Ниже 50 метров хлорофилл-*а* не был зарегистрирован, что вероятно связано с влиянием освещенности. Содержание растворенного кислорода варьировало от 7 до 8,7 мл/л. Максимальные значения при этом наблюдались на протяжении всей ПФЗ и перед ней (рис. 3, *г*).

На разрезе, расположенном вдоль 50°в.д., верхний 50-метровый слой характеризовался перемежающимися водами с малыми различиями в поле температуры и солености. Фронтальная зона здесь находилась на максимальном расстоянии от ледовой кромки. Градиенты температуры и солености были наименьшими.

В апреле 2016 года были выполнены аналогичные исследования в прикромочной зоне Баренцева моря [10]. Расположенный вдоль 44°в. д. гидрологический разрез имел начальную станцию 78°12′ с. ш., расположенную на градус севернее, чем в конце апреля–начале мая 2023 г. Воды здесь были гомогенны в верхнем 100-метровом слое, имели отрицательную температуру, близкую к температуре замерзания, и пониженную соленость. Горизонтальные градиенты температуры и солености в пределах разреза составляли не более 0,05 °С/км и 0,005 епс/км соответственно. Возможно, это связано с малой протяженностью (до 50 км) выполненных разрезов. В экспедиции 2023 г. разрезы были протяженнее, то есть охватывали акваторию, занятую атлантическими водами с контрастными по отношению к арктическим характеристиками.

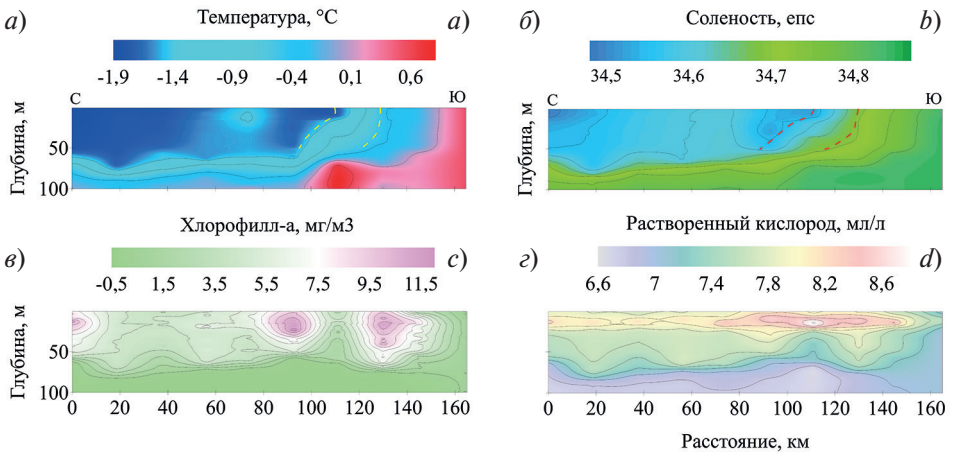


Рис. 3. Вертикальное распределение температуры (*а*), солености (*б*), хлорофилла-*а* (*в*) и растворенного кислорода (*г*) на прикромочном разрезе вдоль 45° в. д., пунктирными линиями обозначены границы области повышенных горизонтальных градиентов (3–5 мая 2023 г.)

Fig. 3. Vertical distribution of temperature (*a*), salinity (*b*), chlorophyll-*a* (*c*) and dissolved oxygen (*d*) on the margin section along 45° east (May 3–5, 2023)

4. Заключение

Представлены результаты океанографических исследований в прикромочной зоне Баренцева моря, выполненные с борта НИС «Дальние Зеленцы» в апреле–мае 2023 г. Показано, что расстояние от ледовой кромки до фронтальной зоны может варьировать от десяти до почти двух сотен километров. При этом оно увеличивается в восточном направлении. Фронтальная зона четко прослеживается в верхнем 50-метровом слое. Средний перепад температуры в ПФЗ составляет 2 °С, солености 0,3 епс. Полученные оценки горизонтальных градиентов гидрофизических полей и ширины фронтальной зоны показали их значительную пространственную изменчивость. Отмечена связь максимумов в распределении хлорофилла-а и растворенного кислорода с положением фронтальной зоны.

Показано, что максимальные градиенты температуры и солености в области ПФЗ весной 2023 достигали 0,07 °С/км и 0,08 епс/км соответственно, что существенно ниже средних оценок, полученных в XX веке [3]. Ширина ПФЗ стала меньше. Это подтверждает, что изменения климата находят отражение в контрастах гидрологических характеристик в области прикромочной фронтальной зоны Баренцева моря. Так как ПФЗ является важным элементом, поддерживающим перераспределение потоков тепла в условиях отмечаемой атлантификации Баренцева моря [1], требуется проведение ее исследований в разные сезоны для оценки масштабности происходящих изменений.

В дальнейших работах будет обобщен материал нескольких экспедиций. выполнявшихся в ПФЗ в XXI веке, будут рассмотрены пространственные отношения между динамическими, термическими и халинными фронтами, что позволит выявить степень их связанности.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по темам № FMWE-2021-0014 и № FMEE-2021-0029.

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignments under themes No. FMWE-2021-0014 and No. FMEE-2021-0029.

Литература

1. Система Баренцева моря / под ред. академика А.П. Лисицына. М.: ГЕОС, 2021. 672 с.
2. *Ожигин В.К.*, *Ившин В.А.*, *Трофимов А.Г.* и др. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.

3. *Родионов В.Б.*, *Костяной А.Г.* Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. М.: ГЕОС, 1998. 290 с.
4. *Collins C.O.*, *Rogers W.E.*, *Marchenko A.*, *Babanin A.V.* In situ measurements of an energetic wave event in the Arctic marginal ice zone // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42, iss. 6. P. 1863–1870. doi:10.1002/2015gl063063
5. *Kędra M.* et al. Status and trends in the structure of Arctic benthic food webs // Polar Research. 2015. Vol. 34. P. 23775. doi:10.3402/polar.v34.23775
6. *Brenner S.*, *Rainville L.*, *Thomson J.*, *Lee C.* The evolution of a shallow front in the Arctic marginal ice zone // Elementa: Science of the Anthropocene. 2020. Iss. 8. P. 17. doi:10.1525/elementa.413
7. *Зимин А.В.*, *Коник А.А.*, *Атаджанова О.А.* Количественные оценки изменчивости характеристик температуры поверхности моря (ТПМ) в районе фронтальных зон Баренцева моря // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 51. С. 99–108.
8. *Атаджанова О.А.*, *Зимин А.В.*, *Свергун Е.И.*, *Коник А.А.* Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море // Морской гидрофизический журнал. Т. 34, № 3. 2018. С. 237–246. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-237-246
9. *Макаревич П.Р.*, *Олейник А.А.* Фитопланктон Баренцева моря в весенний период: состав и структура в районе ледовой кромки // Труды Кольского научного центра РАН. 2017. Т. 8, № 2–4. С. 50–58.
10. *Моисеев Д.В.*, *Жичкин А.П.* Термохалинные условия в прикромочной зоне на севере Баренцева моря в апреле 2016 года // Труды Кольского научного центра РАН. 2017. Т. 8, № 2–4. С. 10–25.
11. *Коник А.А.* Изменчивость характеристик крупномасштабных фронтальных зон в Баренцевом и Карском морях в XXI веке: дис. канд. геогр. наук. СПб., 2022. С. 112.
12. *Морозов А.Н.*, *Павлов В.К.*, *Павлова О.А.*, *Федоров С.В.* Полярная фронтальная зона Западного желоба Баренцева моря по данным контактных наблюдений 2007 года // Морской гидрофизический журнал. № 2. 2017. С. 39–53. doi:10.22449/0233-7584-2017-2-39-53
13. *Fer I.*, *Drinkwater K.* Mixing in the Barents Sea polar front near Hopen in spring // Journal of Marine Systems. 2014. Vol. 130. P. 206–218. doi:10.1016/J.JMARSYS.2012.01.005
14. *Моисеев Д.В.*, *Запорожцев И.Ф.*, *Максимовская Т.М.*, *Духно Г.Н.* Идентификация положения фронтальных зон на поверхности Баренцева моря по данным контактного и дистанционного мониторинга // Арктика: экология и экономика. 2019. № 2(34). С. 48–63. doi:10.25283/2223-4594-2019-2-48-63
15. *Barton B.I.*, *Lenn Y.D.*, *Lique C.* Observed atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice // Journal of Physical Oceanography. 2018. Vol. 48, iss. 8. P. 1849–1866. doi:10.1175/jpo-d-18-0003.1
16. *Бережинский О.А.*, *Зимин А.В.*, *Шнар В.Н.* Программный комплекс для обработки, хранения и анализа океанологических данных, получаемых с помощью различных СТД-зондов // Тез. докл. научно-практической конференции «Перспективы развития рыбохозяйственного комплекса России — XXI век». М.: ВНИРО, 2002 С. 34–35.
17. Анализ ледовой обстановки по данным ИСЗ. 30 апреля — 2 мая 2023 г. Центр «Север» ААНИИ. URL: http://old.aari.ru/odata/_d0015.php?mod=1 (дата обращения: 27.09.2023).
18. *Карсаков А.Л.*, *Трофимов А.Г.*, *Анциферов М.Ю.*, *Ившин В.А.*, *Губанищев М.А.* 120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». Мурманск: ПИНРО им. Н.М. Книповича, 2022. 146 с.

References

1. Barents Sea System / Russian Academy of Sciences, P.P. Shirshov Institute of Oceanology; Executive Editor A.P. Lisitsyn. *Moscow*, *GEOS*, 2021. 671 p. (in Russian).
2. *Ozhigin V.K.*, *Ivshin V.A.*, *Trofimov A.G.* et al. The waters of the Barents Sea: structure, circulation, variability. *Murmansk*, *PINRO*, 2016. 260 p. (in Russian).
3. *Rodionov V.B.*, *Kostyanoi A.G.* Oceanic fronts of the seas of the North European basin. *Moscow*, *GEOS*, 1998. 290 p. (in Russian).
4. *Collins C.O.*, *Rogers W.E.*, *Marchenko A.*, *Babanin A.V.* In situ measurements of an energetic wave event in the Arctic marginal ice zone. *Geophysical Research Letters*. 2015, 42, 6, 1863–1870. doi:10.1002/2015gl063063
5. *Kędra M.* et al. Status and trends in the structure of Arctic benthic food webs. *Polar Research*. 2015, 34, 23775. doi:10.3402/polar.v34.23775
6. *Brenner S.*, *Rainville L.*, *Thomson J.*, *Lee C.* The evolution of a shallow front in the Arctic marginal ice zone. *Elementa*: *Science of the Anthropocene*. 2020, 8, 17. doi:10.1525/elementa.413
7. *Zimin A.V.*, *Konik A.A.*, *Atajanova O.A.* Quantitative estimates of the variability of sea surface temperature characteristics (SST) in the area of the frontal zones of the Barents Sea. *Proceedings of RSHU*. 2018, 51, 99–108 (in Russian).
8. *Atadzhanova O.A.*, *Zimin A.V.*, *Svergun E.I.*, *Konik A.A.* Submesoscale eddy structures and frontal dynamics in the Barents Sea. *Physical Oceanography*. 2018, 25, 3, 220–228 doi:10.22449/1573-160X-2018-3-220-228

9. *Makarevich P.R.*, *Oleinik A.A.* Phytoplankton of the Barents Sea in the spring period: composition and structure in the area of the ice edge. *Proceedings of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2017, 8, 2–4, 50–58 (in Russian).
10. *Moiseev D.V.*, *Zhichkin A.P.* Thermohaline conditions in the marginal zone in the north of the Barents Sea in April 2016. *Proceedings of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2017, 8, 2–4, 10–25 (in Russian).
11. *Konik A.A.* Variability of characteristics of large-scale frontal zones in the Barents and Kara seas in the XXI century: dis. Candidate of Geographical Sciences. *St. Petersburg*, 2022. 112 p. (in Russian).
12. *Morozov A.N.*, *Pavlov V.K.*, *Pavlova O.A.*, *Fedorov S.V.* Polar frontal zone of the Barents Sea Western Trough based on the direct measurements in 2007. *Physical Oceanography*. 2017, 2, 36–50. doi:10.22449/1573-160X-2017-2-36-50
13. *Fer I.*, *Drinkwater K.* Mixing in the Barents Sea polar front near Hopen in spring. *Journal of Marine Systems*. 2014, 130, 206–218. doi:10.1016/J.JMARSYS.2012.01.005
14. *Moiseev D.V.*, *Zaporozhtsev I.F.*, *Maksimovskaya T.M.*, *Dukhno G.N.* Identification of frontal zones position on the surface of the Barents Sea according to in situ and remote sensing data. *Arctic*: *Ecology and Economy*. 2019, 2(34), 48–63. doi:10.25283/2223-4594-2019-2-48-63 (in Russian).
15. *Barton B.I.*, *Lenn Y.D.*, *Lique C.* Observed atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice. *Journal of Physical Oceanography*. 2018, 48, 8, 1849–1866. doi:10.1175/jpo-d-18-0003.1
16. *Berezhinsky O.A.*, *Zimin A.V.*, *Shnar V.N.* A software package for processing, storing and analyzing oceanological data obtained with the help of various STD probes. *Proceedings of the conference* "*Prospects for the development of the fisheries complex of Russia -XXI century*". *Moscow*, *VNIRO*, 2002, 34–35 (in Russian).
17. Analysis of the ice situation according to the data of the ISS. April 30 — May 2, 2023, the Center "North" of AANIA. URL: http://old.aari.ru/odata/_d0015.php?mod=1 (date of access: 27.09.2023) (in Russian).
18. *Karsakov A.L.*, *Trofimov A.G.*, *Antsiferov M. Yu.*, *Ivshin V.A.*, *Gubanishchev M.A.* 120 years of oceanographic observations at the Kola Meridian section. Murmansk, PINRO named after N.M. Knipovich, 2022. 146 p. (in Russian).

Об авторах

МАКСИМОВСКАЯ Татьяна Михайловна, РИНЦ AuthorID: 941246, ORCID ID: 0000-0001-9136-6670, Scopus AuthorID: 57735699200, WoS ResearcherID: AAZ-6535-2020, maximovskaja.t@yandex.ru

ЗИМИН Алексей Вадимович, доктор географических наук, РИНЦ AuthorID: 124451, ORCID: 0000-0003-1662-6385, Scopus AuthorID: 55032301400, WoS ResearcherID: C-5885-2014, e-mail: zimin2@mail.ru

МОИСЕЕВ Денис Витальевич, кандидат географических наук, РИНЦ Author ID: 68390, ORCID ID: 0000-0003-0141-374X, Scopus AuthorID: 35069960500, WoS ResearcherID: C-1651-2015, denis_moiseev@mmbi.info

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-8

УДК 550.361+550.362

© *А. Я. Гольмшток**, 2023
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр-т, д. 36
*golmshtok@gmail.com

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ФАЗОВОМ ПРЕВРАЩЕНИИ ГАЗОГИДРАТОВ В ПОРИСТЫХ ОСАДКАХ ПРИ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ ПО ЦЕЛЬСИЮ ТЕМПЕРАТУРЕ

Статья поступила в редакцию 18.09.2023, после доработки 19.10.2023, принята в печать ...

Аннотация

В статье приводится решение задачи о фазовом переходе гидрат метана — метан-газ+лед в пористых гидратсодержащих осадках при отрицательной по Цельсию температуре в среде. Численное решение полученной системы дифференциальных уравнений пьезо- и теплопроводности позволяет эффективно моделировать изменение давления и температуры во времени и пространстве в среде любой размерности при ее нагреве или декомпрессии. При этом гидратсодержащая среда не подразделяется на области с разными фазовыми состояниями гидрата метана, а рассматривается как единая с характеризующими ее физическими параметрами, изменяющимися по величине в процессе фазового превращения гидратов. На примере решения задачи о термобарическом режиме сферической каверны в массиве газонепроницаемого подземного льда, заполненной гидратом, льдом и свободным метаном-газом, показано, что даже при значительном повышении температуры на поверхности сферы разложение гидрата происходит в крайне тонкой оболочке непосредственно между этой поверхностью и смещенной внутрь сферы фазовой границей. Со временем условия стабильности гидрата устанавливаются заново, но уже при бóльших давлении газа и температуре среды. Это явление сильно ограниченного разложения гидрата в замкнутом газоизолированном пространстве, тем не менее приводящего к повышению в нем давления, является, по-видимому, основным процессом, обеспечивающим «самоконсервацию» гидратов метана.

Ключевые слова: фазовый переход, газогидраты, самоконсервация, осадки, пористость, давление газа, температура.

UDC 550.361+550.362

© *A. Ya. Golmshtok*, 2023
Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia
*golmshtok@gmail.com

SOME REMARKS ON THE PHASE TRANSFORMATION OF GAS HYDRATES IN POROUS SEDIMENTS AT NEGATIVE CELSIUS TEMPERATURES

Received 18.09.2023, Revised 19.10.2023, Accepted ...

Abstract

The article presents a solution to the problem of the phase transition of methane hydrate — methane-gas + ice in porous hydrate-containing sediments at a negative Celsius temperature in the medium. The numerical solution of the resulting system of differential equations of piezo- and thermal conductivity makes it possible to effectively simulate the change in pressure and temperature in both time and space in a medium of any dimension during its heating or decompression. In this case, the medium is not subdivided into parts with varying phase states of methane hydrate. Instead, its sediment substance is considered as a single entity, with its physical properties changing in magnitude when the hydrates undergo phase transformation. As an example, the problem of the thermobaric regime of a heating spherical cavern containing ice, hydrate and free methane has been solved. This cavern is situated within a continuous gas-tight underground ice. The solution shows that although the temperature of the sphere surface increases considerably, the decomposition of hydrate only occurs in an extremely thin shell located directly between the surface and the displaced inward phase boundary.

Over time, the stability conditions of hydrates establish anew but at a higher gas pressure and medium temperature. This phenomenon of severely limited decomposition of the hydrate in a closed gas-insulated space, nevertheless leading to an increase in pressure in it, is, apparently, the basic process that provides the “self-preservation” of methane hydrates.

Key words: phase transition, gas hydrates, self-preservation, sediments, porosity, gas pressure, temperature

Ссылка для цитирования: *Гольмшток А.Я.* Некоторые замечания о фазовом превращении газогидратов в пористых осадках при отрицательной по Цельсию температуре // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 94–106. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-8
For citation: *Golmshtok A. Ya.* Some Remarks on the Phase Transformation of Gas Hydrates in Porous Sediments at Negative Celsius Temperatures. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 94–106. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-8

1. Введение

Скопления гидратов метана в пористых осадках установлены под дном многих морей и Мирового океана в целом [1], а также в некоторых районах вечной мерзлоты [2]. Прогнозные запасы углеводородов, содержащихся там в гидратной форме, сильно варьируют у разных исследователей [3], но, несомненно, они чрезвычайно велики [4], что позволяет рассматривать гидраты метана как экологически чистый источник энергии недалекого будущего.

Гидраты метана образуются и существуют при определённых термобарических условиях, даже при незначительном изменении которых стабильность гидратов может нарушиться и они разложатся на воду и метан-газ. Выделяющиеся из осадков большие массы свободного газа, поднимаясь в атмосферу, способствуют усилению парникового эффекта на Земле, так как парниковая активность метана более чем в 25 раз превосходит аналогичную у углекислого газа.

Газовые гидраты в многолетнемерзлых породах встречаются как на шельфе арктических морей, так и на прилегающих участках суши. Существует гипотеза, что растущая температура океана и/или падение его уровня могут запустить внезапный выход метана из гидратов, залегающих под дном моря, что, с учетом парниковых свойств метана, в свою очередь будет способствовать повышению температуры Земли и дальнейшей дестабилизации гидратов метана, создавая положительную обратную связь, ведущую к возрастающей неустойчивости теплового режима в среде. В условиях мелких арктических морей эта неустойчивость может проявиться достаточно быстро, приводя к разложению гидратов криолитозоны.

Газовые гидраты способны концентрировать значительные объёмы газа (170 м^3 газа при нормальных условиях на 1 м^3 гидрата метана), что может быть использовано в хранении газа и его транспортировке по морю. Этому благоприятствует установленная способность гидрата метана к «самоконсервации» [5], при которой в ряде случаев гидрат метана может стабильно существовать при небольших давлениях и температурах, приближающихся снизу к 0 °C.

Изучение условий существования гидратов метана при отрицательных (по Цельсию) температурах и разработка методов численного моделирования процессов фазового разложения гидратов метана в изменяющихся условиях среды представляет как научный, так и практический интерес. Ниже приводятся некоторые результаты таких исследований.

2. Газ и лед в гидратсодержащих пористых осадках при T < 273,15 K

Введем следующие обозначения: ϕ — пористость осадков; δ_h — гидратонасыщенность (объемная доля гидрата в поровом пространстве); $\rho_i = 918{,}8$ кг/м^3 — плотность пресного льда (средняя в интервале температур от –30 до 0 °C); $\rho_h = 913$ кг/м^3 — плотность гидрата метана; $\gamma_w \approx 0{,}87$ — массовая доля воды, а $\gamma_g = 1 - \gamma_w \approx 0{,}13$ — массовая доля метана, содержащихся в гидрате [6]; s_i и $s_g = 1 - s_i$ — насыщенности льдом и газом свободного от гидратов порового пространства, принимаемые постоянными во времени как до $(s_i = s_i^0$ и $s_g = s_g^0)$, так и после диссоциации гидратов; p^0 — давление в порах непосредственно перед диссоциацией гидрата; T_{ph}^0 — температура фазового перехода гидрата метана при давлении p^0.

До момента разложения гидратонасыщенность δ_h постоянна во времени и может изменяться только в пространстве. Другими словами, $\delta_h = \delta_h(x, y, z)$. Также меняющимися в пространстве могут быть ϕ, ρ_h, s_i^0, s_g^0 и зависящие от них параметры среды.

Пусть при давлении в среде $p = p_0$ начальная температура $T = T_0$ осадков с гидратами меньше температуры фазового перехода, то есть $T_0 < T_{ph}(p_0)$. Будем считать также, что $T_{ph}(p_0) < T^0 = 273{,}15$ K. Давление, соответствующее $T_{ph} = T^0 - \varepsilon(\varepsilon \ll 1)$, обозначим p_1^0.

Гидрат разлагается на газ и гексагональный лед, когда температура на границе больше $T_{ph}(p_0)$ [7].

При $T > T^0$ разложение гидрата на метан-газ и воду сопровождается поглощением скрытой теплоты диссоциации $L_{w,g} = 430$ кДж/кг [8, 9]. При $T < T^0$ в процессе разложения гидрата метана выделяющаяся вода замерзает с выделением скрытой теплоты плавления льда $L_i = 333{,}5$ кДж/кг, приходящейся на массовую долю γ_w воды в гидрате. Тогда скрытая теплота фазового превращения гидрат метана — лед + метан-газ должна быть равна

$$L_{i,g} = L_{w,g} - \gamma_w L_i = 139{,}53 \text{ кДж/кг}. \quad (1)$$

В работе [10] приводятся полученные путем измерений $L_{w,g} = 437{,}02$ кДж/кг и $L_{i,g} = 146{,}2$ кДж/кг. Оба эти значения различаются практически на ту же величину $\gamma_w L_i$, как и в нашем случае. В дальнейшем при $T_{ph} < T^0$ будем использовать значение $L_{i,g} = 140$ кДж/кг.

Для области $T_{ph} < T^0$ можно получить простое уравнение, позволяющее рассчитывать температуру фазового перехода гидрат метана — метан-газ+лед с весьма высокой точностью. С этой целью воспользуемся уравнением Клапейрона-Клаузиуса, представляемым в виде

$$dT_{ph}/dp = T_{ph}\Delta v/L_{i,g}, \tag{2}$$

и найдем зависимость температуры $T_{ph}(p)$ фазового перехода гидрат метана — метан-газ+лед от давления в диапазоне $p \le p_1^0 \approx 2{,}587$ МПа. Здесь Δv — приращение удельного объема вещества после фазового перехода при давлении p и соответствующей ему температуре диссоциации гидрата T_{ph}. В случае перехода гидрат метана — метан-газ + лед имеем

$$\Delta v = \gamma_g/\rho_g + \gamma_w/\rho_i - 1/\rho_h. \tag{3}$$

При этом плотность газа, так же как в работе [11], определятся из уравнения его состояния

$$\rho_g = p/(R_g T), \tag{4}$$

где R_g = 519,65 Дж/(кг·К) — газовая постоянная для метана.

Обозначим:

$$b_i = \left(1/\rho_h - \gamma_w/\rho_i\right)/L_{i,g} \tag{5}$$

и учтем, что $p \le p_1^0$ при $T_{ph}(p) \le T^0$. В итоге получаем частный случай дифференциального уравнения Бернулли, а именно:

$$dT_{ph}/dp = \tilde{a}_i T_{ph}^2/p - b_i T_{ph}, \quad \tilde{a}_i = \gamma_g R_g/L_{i,g}. \tag{6}$$

Решая уравнение, находим:

$$T_{ph}(p) = T^0 \exp(-b_i p) \Bigg/ \left[\exp(-b_i p_1^0) + \tilde{a}_i T^0 \int_p^{p_1^0} \exp(-b_i x)dx/x\right]. \tag{7}$$

Учитывая, что $b_i p_1^0 < 0{,}003$, выражение (7) можно упростить и записать его в виде

$$T_{ph} = T^0 \Big/ \left[1 + \tilde{a}_i T^0 \ln\left(p_1^0/p\right)\right]. \tag{8}$$

Среднеквадратическое расхождение между вычисленными из выражений (7) и (8), а также полученными с использованием программы из [9] значениями, определенное в диапазоне давлений 0,464–2,587 МПа, составляет сотые доли градуса.

2.1 Объем и масса льда и газа в поровом пространстве

Рассмотрим объемы и массы льда и газа в поровом пространстве осадков как непосредственно до, так и сразу после разложения содержащихся в них газовых гидратов, в качестве которых принимаются гидраты метана.

Выделим элемент объема ΔV, заполненный осадком, в порах которого содержится гидрат метана, свободный метан-газ и лед. Объем, занимаемый гидратом в нем равен

$$\Delta V_h = \delta_h \phi \Delta V. \tag{9}$$

С учетом введенных обозначений найдем выражения для параметров льда и газа в поровом пространстве $\phi\Delta V$ элемента осадков:

Перед диссоциацией гидрата метана

- Объемы льда и свободного газа

$$\Delta V_i^0 = (1-\delta_h)s_i^0\phi\Delta V, \quad \Delta V_g^0 = (1-\delta_h)s_g^0\phi\Delta V; \tag{10}$$

- Доли льда и свободного газа

$$\beta_i^{(-)} = \Delta V_i^0/\phi\Delta V = \left(1-\delta_h\right)s_i^0, \quad \beta_g^{(-)} = \Delta V_g^0/\phi\Delta V = \left(1-\delta_h\right)s_g^0; \tag{11}$$

- Массы льда и свободного газа

$$\Delta m_i^0 = \rho_i \Delta V_i^0 = (1-\delta_h)s_i^0\rho_i\phi\Delta V, \quad \Delta m_g^0 = \rho_g^0 \Delta V_g^0 = (1-\delta_h)s_g^0\rho_g^0\phi\Delta V, \tag{12}$$

• Массы воды и газа, содержащихся в гидрате,

$$\Delta m_w^{(h)} = \gamma_w \rho_h \Delta V_h = \gamma_w \rho_h \delta_h \phi \Delta V; \quad \Delta m_g^{(h)} = \gamma_g \rho_h \Delta V_h = \gamma_g \rho_h \delta_h \phi \Delta V; \tag{13}$$

Плотность газа ρ_g^0 в выражении (12) определяется равенством (4) и равна

$$\rho_g^0 = p^0 \Big/ \left(R_g T_{ph}^0 \right). \tag{14}$$

После диссоциации гидрата метана

• Объемы выделившихся льда и газа

$$\Delta V_i = \Delta m_w^{(h)} \big/ \rho_i = \gamma_w \delta_h \phi \rho_h \big/ \rho_i \, \Delta V, \quad \Delta V_g = \Delta V_h - \Delta V_i = \left(1 - \gamma_w \rho_h \big/ \rho_i\right) \delta_h \phi \Delta V; \tag{15}$$

• Полные объемы льда и газа

$$\begin{aligned} \Delta V_i^{\Sigma} &= \Delta V_i^0 + \Delta V_i = \left[(1-\delta_h) s_i^0 + \gamma_w \delta_h \rho_h \big/ \rho_i \right] \phi \Delta V, \\ \Delta V_g^{\Sigma} &= \Delta V_g^0 + \Delta V_g = \left[(1-\delta_h) s_g^0 + \left(1 - \gamma_w \rho_h \big/ \rho_i\right) \delta_h \right] \phi \Delta V; \end{aligned} \tag{16}$$

• Доли льда и газа

$$\beta_i^{(+)} = \Delta V_i^{\Sigma} \big/ \phi \Delta V = \left(1-\delta_h\right) s_i^0 + \gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_i} \delta_h, \quad \beta_g^{(+)} = \Delta V_g^{\Sigma} \big/ \phi \Delta V = \left(1-\delta_h\right) s_g^0 + \left(1 - \gamma_w \rho_h \big/ \rho_i\right) \delta_h; \tag{17}$$

• Полные массы льда и газа

$$\begin{aligned} \Delta m_i &= \Delta m_i^0 + \Delta m_w^{(h)} = \left[(1-\delta_h) s_i^0 \rho_i + \gamma_w \rho_h \delta_h \right] \phi \Delta V, \\ \Delta m_g &= \Delta m_g^0 + \Delta m_g^{(h)} = \left[(1-\delta_h) s_g^0 \rho_g^0 + \gamma_g \rho_h \delta_h \right] \phi \Delta V. \end{aligned} \tag{18}$$

В отличие от разложения гидрата в непроницаемой среде при $T > 273{,}15$ K, когда при любых $0 \le \delta_h \le 1$ и $0 \le s_g^0 \le 1$ полная диссоциация принципиально может быть достигнута при соответствующем прогреве порового пространства, в области с отрицательной по Цельсию температурой полное разложение гидрата на свободный газ и лед в определенных условиях не происходит. Такая ситуация возникает, когда уже при частичном разложении гидрата давление в закрытых порах превышает значение, соответствующее в среде равновесной температуре $T_{ph} \le 273{,}15$ K, в результате чего процесс разложения гидрата останавливается.

Полное разложение гидрата на газ и лед в закрытых порах становится возможным только в условиях малой гидратонасыщенности δ_h осадков при высоких значениях начальной газонасыщенности s_g^0 свободного от гидрата порового пространства.

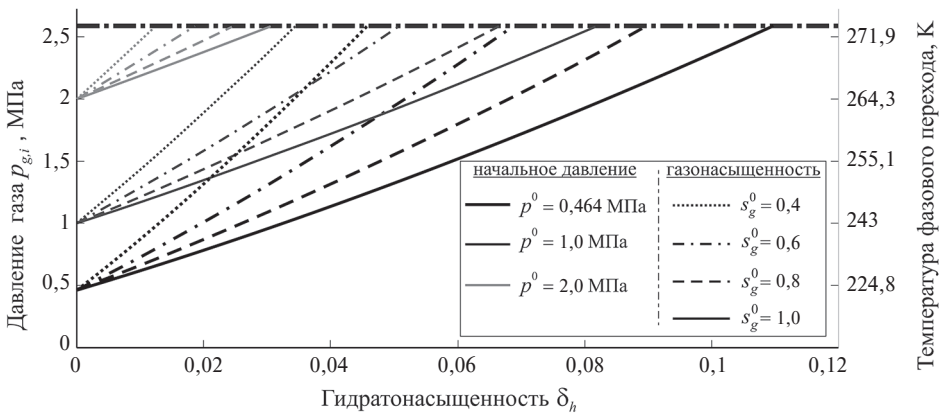


Рис. 1. Давление газа в непроницаемой пористой среде после разложения гидрата метана на метан-газ + лед. Жирный штрих-пунктир — предельное давление p_1^0 при $T \le 273{,}15$ K

Fig. 1. Gas pressure in an impermeable porous medium after dissociation of methane hydrate into methane gas + ice. The bold dash-dotted line is the limiting pressure p_1^0 at $T \le 273{,}15$ K

Действительно, в соответствии с выражениями (16) и (18) плотность $\rho_{g,i}$ свободного газа в закрытых порах при $T < 273{,}15$ K и уравнение для определения в них его давления $\rho_{g,i}$ после завершения фазового перехода гидрат метана — метан-газ+лед имеют вид:

$$\rho_{g,i} = \left[(1-\delta_h)s_g^0\rho_g^0 + \gamma_g\rho_h\delta_h\right] \Big/ \left[(1-\delta_h)s_g^0 + \left(1-\gamma_w\rho_h/\rho_i\right)\delta_h\right], \quad p_{g,i} - R_g T_{ph}(p_{g,i})\rho_{g,i} = 0. \tag{19}$$

Как следует из рис. 1, на котором изображены результаты решения уравнения в (19), при $T < 273{,}15$ K полное разложение гидрата метана в закрытых порах происходит, когда $\delta_h < 0{,}11$ и $s_g^0 > 0{,}4$. Чем больше начальное давление p^0 в среде, тем меньше область значений δ_h и s_g^0, при которых такое разложение возможно.

Тогда как условия для полного разложения гидрат метана — метан-газ + лед определяется, как показано выше, относительно просто, описание процесса частичного разложения гидрата требуют дополнительного исследования, которое приводится ниже.

2.2 Свойства среды

Увеличение температуры в среде или/и уменьшение в ней давления может вызвать диссоциацию газовых гидратов, а также смещение фазовой границы (подошвы гидратсодержащих осадков). Разложение гидратов сопровождается выделением в осадки дополнительных льда и свободного газа-метана. Доля газового гидрата $\tilde{\delta}_h$ в поровом пространстве уменьшается от δ_h к началу диссоциации до нуля после ее полного завершения, завися от температуры T и давления p, меняющихся в процессе разложения.

Будем считать, что гидрат скачкообразно и полностью диссоциирует на поверхности фазового перехода и выразим $\tilde{\delta}_h$ — эффективную долю гидрата в порах в виде:

$$\tilde{\delta}_h = \delta_h\left[1-\sigma\left(T-T_{ph}\right)\right], \tag{20}$$

где: $T_{ph} = T_{ph}(p)$ — температура фазового перехода при давлении p; $\sigma(x)$ — функция единичного скачка или функция Хевисайда.

В настоящей работе решение задачи о фазовом переходе будем осуществлять сразу для всей области исследования, включая как содержащую гидраты часть с температурой $T < T_{ph}$, так и часть с уже разложившимся гидратом при $T > T_{ph}$, полагая при этом, что все физические параметры, зависящие от гидратонасыщенности $\tilde{\delta}_h$, изменяются аналогичным (20) образом, как только температура и давление в среде достигают равновесных значений. Доли льда β_i и газа β_g, учитывая выражения (11) и (17), представим единообразно как для области $T < T_{ph}$, так и области $T > T_{ph}$ в виде:

$$\beta_i = \beta_i^{(-)} + \left[\beta_i^{(+)} - \beta_i^{(-)}\right]\sigma\left(T-T_{ph}\right) = \left(1-\delta_h\right)s_i^0 + \gamma_w\delta_h\rho_h/\rho_i\,\sigma\left(T-T_{ph}\right), \tag{21}$$

$$\beta_g = \beta_g^{(-)} + \left[\beta_g^{(+)} - \beta_g^{(-)}\right]\sigma\left(T-T_{ph}\right) = \left(1-\delta_h\right)s_g^0 + \left(1-\gamma_w\rho_h/\rho_i\right)\delta_h\sigma\left(T-T_{ph}\right). \tag{22}$$

Выражения для насыщенностей s_i и s_g запишем как

$$s_i = s_i^0 + \left(\gamma_w\rho_h/\rho_i - s_i^0\right)\delta_h\sigma(T-T_{ph}) = \beta_i + s_i^0\delta_h\left[1-\sigma\left(T-T_{ph}\right)\right], \tag{23}$$

$$s_g = s_g^0 + \left(1-\gamma_w\rho_h/\rho_i - s_g^0\right)\delta_h\sigma(T-T_{ph}) = \beta_g + s_g^0\delta_h\left[1-\sigma\left(T-T_{ph}\right)\right]. \tag{24}$$

Будем считать, что температура льда в порах заметно ниже температуры его таяния. В этом случае текучесть льда можно не учитывать и считать его твердым телом.

Если принять в рамках нашей задачи (аналогично тому, как это было сделано в работе [11]), что механические свойства гидрата метана не отличаются от аналогичных свойств вещества скелета осадка, то твердое вещество заполняет относительный объем $\delta_s = 1 - (1 - \delta_h)\phi$, а доля пространства, свободного от твердого вещества, или эффективная пористость ϕ_e равна

$$\phi_e = 1-\delta_s = \left(1-\tilde{\delta}_h\right)\phi. \tag{25}$$

Доли льда и газа в объеме осадка с учетом (22)–(25) составляют $\delta_i = \phi_e s_i$, $\delta_g = \phi_e s_g$. Или

$$\phi_e s_i = \beta_i\phi, \ \phi_e s_g = \beta_g\phi. \tag{26}$$

Проницаемость пористой среды для газа будем определять, используя формулу Козени-Кармана [12, 13] и заменяя там полную пористость ϕ на эффективную ϕ_e. Имеем:

$$\kappa_g^{(e)} = \kappa_0 \left(\phi_e s_g\right)^3 \Big/ \left(1 - \phi_e s_g\right)^2. \tag{27}$$

Для вычисления эффективной теплопроводности λ_e осадка используем «метод эффективной среды» [14], решая уравнение 4-й степени:

$$1/\lambda_e = 3\left[\left(1-\phi\right)/\left(2\lambda_e + \lambda_{sk}\right) + \phi_e s_i/\left(2\lambda_e + \lambda_i\right) + \phi_e s_g/\left(2\lambda_e + \lambda_g\right) + \phi\tilde{\delta}_h/\left(2\lambda_e + \lambda_h\right)\right], \tag{28}$$

где: $\lambda_{sk} = 2{,}5$, $\lambda_i = 2{,}3$, $\lambda_g = 0{,}037$, $\lambda_h = 0{,}4$ — теплопроводности скелетного вещества, льда, метана-газа [9] и гидрата метана [8, 9] в Вт/(м·К), соответственно.

Теплоемкость вещества при постоянном давлении, как известно, является производной тепловой функции или энтальпии по температуре [15]. Поскольку при фазовом переходе гидрат метана — метан-газ+вода (лед) энтальпия скачкообразно изменяется, выражение для эффективной объемной теплоемкости осадков следует записать в виде:

$$\overline{\rho C}_e = \overline{\rho C} + L_{i,g}\rho_h\phi\delta_h\delta\left(T - T_{ph}\right), \tag{29}$$

где: $\delta(x)$ — дельта-функция Дира́ка; $\overline{\rho C}$ — объемная теплоемкость осадка без учета скачка энтальпии при диссоциации гидрата, в пренебрежении вкладом газа (ввиду его относительно небольших плотности и насыщенности) равная:

$$\overline{\rho C} = (1-\phi)\rho_{sk}C_{sk} + \phi\tilde{\delta}_h\rho_h C_h + \phi_e s_i \rho_i C_i + \phi_e s_g \rho_g C_g; \tag{30}$$

$\rho_{sk} = 2670$ кг/м^3— плотность терригенного скелетного вещества; $C_{sk} \approx 1000$, $C_i = 2000$, $C_h = 2080$, $C_g = 2180$ — теплоемкости в Дж/(кг·К) скелетного вещества, льда, гидрата метана и метана-газа, соответственно.

Впервые представление эффективной объемной теплоемкости в виде выражения, подобного (30), было использовано в работе [16], в которой предложен метод «сквозного счета» при конечно-разностном решении задачи Стефана.

2.3 Основные уравнения

Для вывода основных уравнений рассмотрим ограниченный замкнутой поверхностью ΔS с внешней нормалью $\mathbf{n}$ элемент объема ΔV пористой среды, в которой содержатся подвергающиеся фазовому превращению гидраты метана.

Составим баланс масс газа в элементе объема. В частности, приращение массы газа, втекающего за время dt в элемент через поверхность ΔS, может быть выражено в виде

$$\Delta m_v^{(g)} = -dt\int_{\Delta S}\rho_g\left(\mathbf{v}_g \cdot \mathbf{dS}\right) = -dt\int_{\Delta S}\rho_g\left(\mathbf{v}_g \cdot \mathbf{n}\right)dS, \tag{31}$$

где $\mathbf{v}_g$ — скорость фильтрации газа.

За счет разложения гидрата, приводящего к изменению доли $\tilde{\delta}_h$ в поровом пространстве, приращение массы газа в элементе за то же время имеет вид:

$$\Delta m_{ph}^{(g)} = -dt\int_{\Delta V}\gamma_g\rho_h\phi\,\partial\tilde{\delta}_h/\partial t\,dV. \tag{32}$$

Общее изменение массы газа в ΔV за время dt равно

$$\Delta m_\rho^{(g)} = dt\int_{\Delta V}\partial\left(\rho_g\phi\beta_g\right)/\partial t\,dV. \tag{33}$$

Баланс масс газа в элементе объема выражается равенством $\Delta m_\rho^{(g)} = \Delta m_v^{(g)} + \Delta m_{ph}^{(g)}$.

Используя формулу Гаусса для дивергенции $\left(\int_{\Delta S}\mathbf{F}\cdot\mathbf{n}\,dS = \int_{\Delta V}(\nabla\cdot\mathbf{F})dV\right)$, имеем

$$\int_{\Delta V}\left[\partial\left(\rho_g\phi\beta_g\right)/\partial t + \nabla\cdot\left(\rho_g\mathbf{v}_g\right) + \gamma_g\rho_h\phi\partial\tilde{\delta}_h/\partial t\right]dV = 0, \tag{34}$$

откуда, ввиду произвольности объема и формы рассматриваемого элемента, получаем

$$\partial\left(\rho_g\phi\beta_g\right)/\partial t + \nabla\cdot\left(\rho_g\mathbf{v}_g\right) = -\gamma_g\rho_h\phi\partial\tilde{\delta}_h/\partial t. \tag{35}$$

Скорость фильтрации газа определяется уравнением Дарси, в котором не будем учитывать массовую гравитационную силу из-за относительно невысокой плотности газа при $p < p_1^0$:

$$\mathbf{v}_g = -\kappa_g^{(e)} \big/ \mu_g \nabla p, \tag{36}$$

где $\mu_g \approx 10^{-5}$ Па·с — динамическая вязкость газа, принимаемая нами постоянной.

Подставляя в уравнение сохранения массы газа (35) выражения (20) и (22) для эффективных долей $\tilde{\delta}_h$ гидрата и газа β_g в порах, находим:

$$\rho_g \phi \beta_g \big/ p\, \partial p \big/ \partial t - \rho_g \phi \beta_g \big/ T\, \partial T \big/ \partial t - \rho_g \phi \delta_h U_i\, \partial \sigma (T - T_{ph}) \big/ \partial t + \nabla \cdot (\rho_g \mathbf{v}_g) = 0, \tag{37}$$

где

$$U_i = \gamma_g \rho_h \big/ \rho_g + \gamma_w \rho_h \big/ \rho_i - 1. \tag{38}$$

Здесь учтено, что сжимаемость газа обычно на несколько порядков больше сжимаемости пористой среды, а поэтому в производной $\partial\left(\rho_g \phi \beta_g\right) \big/ \partial t$ можно пренебречь скоростью изменения пористости по сравнению со скоростями изменения как плотности газа, так и его доли в поровом пространстве, и вынести пористость за знак производной.

Если фазовый переход гидрат метана — метан-газ+лед связан с изменением температуры в среде, то уравнение пьезопроводности (37) имеет вид:

$$\rho_g \phi \beta_g \big/ p\, \partial p \big/ \partial t + \nabla \cdot \left(-\rho_g\, \kappa_g^{(e)} \big/ \mu_g \nabla p\right) = \rho_g \phi \left[\beta_g \big/ T + \delta_h U_i\, \delta\left(T - T_{ph}\right)\right] \partial T \big/ \partial t. \tag{39}$$

Если подобный фазовый переход происходит в результате декомпрессии в среде, то уравнение (37) принимает форму:

$$\rho_g \phi \left[\beta_g \big/ p + \delta_h U_i\, \partial T_{ph} \big/ \partial p\, \delta\left(T - T_{ph}\right)\right] \partial p \big/ \partial t + \nabla \cdot \left(-\rho_g\, \kappa_g^{(e)} \big/ \mu_g \nabla p\right) = \rho_g \phi \beta_g \big/ T\, \partial T \big/ \partial t. \tag{40}$$

Производная $\partial T_{ph}(p)/\partial p$ при $T_{ph} < 273{,}15$ K может быть найдена с использованием уравнения Клапейрона-Клаузиуса, после чего уравнение (40) записывается в виде (зависимость плотности газа от p и T_{ph} дается уравнением (4)):

$$\rho_g \phi \left[\frac{\beta_g}{p} + \frac{T_{ph} \delta_h U_i}{L_{i,g}} \left(\frac{\gamma_g R_g T_{ph}}{p} + \frac{\gamma_w}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_h}\right) \delta\left(T - T_{ph}\right)\right] \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \left(-\rho_g \frac{\kappa_g^{(e)}}{\mu_g} \nabla p\right) = \frac{\rho_g \phi \beta_g}{T} \frac{\partial T}{\partial t}. \tag{41}$$

Уравнения (39) или (41) дополняются соответствующим уравнением сохранения энергии (уравнением теплопроводности) в условиях фазового перехода гидрат метана — метан-газ+лед (с учетом того, что лед не движется):

$$\left[\widetilde{\rho C} + L_{i,g} \rho_h \phi \delta_h \delta\left(T - T_{ph}\right)\right] \partial T \big/ \partial t - \nabla \cdot \left(\lambda_{e,i} \nabla T\right) = -\rho_g C_g \mathbf{v}_g \cdot \nabla T. \tag{42}$$

Из закона сохранения массы метана-газа в элементе объема, выбранном в виде тонкого в направлении нормали **n** к поверхности фазового перехода (эта нормаль направлена в область, содержащую гидраты метана) прямоугольного параллелепипеда, охватывающего часть фазовой поверхности с точкой A на ней, находим условие на фазовой границе, учитывающие как скорости потока газа по обе стороны поверхности, так и скорость $dn_A(t)/dt$ движения самой поверхности в направлении нормали:

$$\left[v_n^{(b)} - v_n^{(a)}\right]_{n=n_A} - \phi \delta_h U_i \big|_{n=n_A} dn_A(t) \big/ dt = 0. \tag{43}$$

где $v_n^{(a)}$ и $v_n^{(b)}$ — нормальные составляющие скорости фильтрации $\mathbf{v}_g$ со стороны фазовой границы, где разложение гидрата уже произошло, и стороны, где его еще не было, соответственно.

Присутствие дельта-функции Дира́ка $\delta(T - T_{ph})$ в полученных уравнениях пьезопроводности (39) и (41), как показано в работе [17], обеспечивает на фазовой границе автоматическое выполнение условия (43).

При численном решении полученных уравнений входящие в них функции $\sigma(x - x_0)$ и $\delta(x - x_0)$ следует заменить их сглаженными на интервале $2\Delta x$ аналогами. В качестве таких функций будем использовать $\bar{\sigma}(x - x_0, \Delta x)$ и $\bar{\delta}(x - x_0, \Delta x)$, обозначив $y = (x - x_0)/\Delta x$:

$$\bar{\sigma}(x - x_0, \Delta x) = \begin{cases} 0, & y < -1, \\ \dfrac{1}{2} + \dfrac{(35 - 35y^2 + 21y^4 - 5y^6)y}{32}, & -1 \le y \le 1, \\ 1, & y > 1; \end{cases} \quad \bar{\delta}(x - x_0, \Delta x) = \begin{cases} 0, & y < -1, \\ \dfrac{35(1 - y^2)^3}{32\Delta x}, & -1 \le y \le 1, \\ 0, & y > 1. \end{cases}$$

3. Фазовое превращение гидрата метана внутри газонепроницаемой сферы

Проиллюстрируем предложенный метод решения задачи (39), (42) на следующем примере. Рассмотрим сферическую каверну радиусом $r = r_0$ в массиве газонепроницаемого льда, в начальный момент заполненную веществом, состоящим из гидрата метана, льда и газа-метана. Гидратонасыщенность вещества составляет δ_h, а начальная газонасыщенность — s_g^0.

Начальное давление внутри сферы обозначим p_0, а начальная температура T_0 всей системы здесь (гидрат метана + метан-газ + лед) несколько меньше температуры $T_{ph}(p_0)$ фазового перехода гидрата. Будем считать также, что внутри сферы вещество все время находится в условиях низких температур, меньших температуры замерзания пресной воды $T^0(p)$ при давлении $p \geq p_0$. Для определенности будем считать, что p_0 равно давлению, существующему в массиве подземного льда на глубине $z_{ph} = 100$ м от дневной поверхности.

Начиная с момента $t = 0$, температура $T_s(t) = T(r_0, t)$ поверхности сферы начинает повышаться. Будем полагать, что рост $T_s(t)$ описывается выражением:

$$T_s(t) = T_0 + \Delta\tilde{T}\,\bar{\sigma}(t-\tau,\tau), \tag{44}$$

где τ — полуширина полосы перехода сглаженной функции Хевисайда от значения 0 до 1, а $\Delta\tilde{T}$ — амплитуда изменения температуры поверхности сферы относительно ее начального значения. В качестве τ примем значение $\tau = 3600$ с $= 1$ ч.

Как только $T_s(t)$ превзойдет значение $T_{ph}(p_0)$, вблизи поверхности $r = r_0$ начнется процесс фазового разложения гидрата метана на метан-газ и лед, что в свою очередь приведет к изменению термобарического режима внутри сферы.

Поскольку среда характеризуется центральной (сферической) симметрией, перейдем к сферической системе координат. В этой системе уравнения (39) и (42) принимают вид (при $\phi = 1$ и неучете, ввиду его малости, тепломассопереноса за счет движения газа):

$$\frac{\rho_g\bar{\beta}_g}{p}\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left[-\rho_g\frac{\bar{\kappa}_g^{(e)}}{\mu_g}r^2\frac{\partial p}{\partial r}\right] = \rho_g\left[\frac{\bar{\beta}_g}{T} + \delta_h U_i\delta\left(T - T_{ph}\right)\right]\frac{\partial T}{\partial t}, \tag{45}$$

$$\left[\widetilde{\rho C} + L_{i,g}\rho_h\delta_h\delta\left(T - T_{ph}\right)\right]\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(\lambda_{e,i}r^2\frac{\partial T}{\partial r}\right) = 0. \tag{46}$$

Выражение для радиальной скорости газа $\mathrm{v}_r^{(g)}$, в соответствии с законом Дарси (36), в таких условиях имеет вид

$$\mathrm{v}_r^{(g)} = -\bar{\kappa}_g^{(e)}\big/\mu_g\,\partial p/\partial r. \tag{47}$$

В центре сферы (в точке $r = 0$) вследствие центральной симметрии радиальные потоки как массы газа, так и тепла отсутствует. В начальный момент давление и температура внутри сферы были постоянными. Учитывая также, что поверхность сферы газонепроницаема, имеем следующие условия в дополнение к условию (44) на ее поверхности:

$$\partial p(r,t)/\partial r\big|_{r=0} = 0,\quad \partial T(r,t)/\partial r\big|_{r=0} = 0,\quad \partial p(r,t)/\partial r\big|_{r=r_0} = 0,\quad p(r,t)\big|_{t=0} = p_0,\quad T(r,t)\big|_{t=0} = T_0. \tag{48}$$

Интегрирование системы дифференциальных уравнений (45), (46) с условиями (44), (48) выполнялось при следующих значениях параметров сферы и ее заполнения: $r_0 = 1$ м, $\Delta\bar{T} = 33$ К, $s_g^0 = 0{,}2$, $s_i^0 = 0{,}98$.

Численное решение указанной задачи осуществлялось методом конечных элементов [17].

Решение задачи (45), (46) (с условиями (44), (48)) при гидратонасыщенности $\delta_h = 0{,}6$ и проницаемости $\kappa_0 = 10^{-13}$ м^2 показывает, что после начала нагревания сферы давление газа быстро нарастает вблизи ее поверхности, причем этот рост обусловлен практически полностью разложением гидрата метана. Рис. 2, на котором приведено дополнительное давление $\Delta p = p(r, t) - p^*(r, t)$ ($p^*(r, t)$ — давление в сфере без учета фазового превращения гидрата), наглядно иллюстрирует сказанное. Это приращение давления достигает максимального значения $\Delta p_{\max} \approx 1{,}6$ МПа вблизи поверхности сферы уже через 2 часа после начала нагрева.

В отличие от давления Δp дополнительная температура $\Delta T = T(r, t) - T^*(r, t)$ ($T^*(r, t)$ — температура в среде при тех же начальных и граничных условиях, но без учета фазового перехода гидрата метана — метан-газ+лед) на временах вплоть до 200 часов после начала нагревания сферы нигде внутри нее не превосходит по модулю 0,03 К. Столь незначительная величина ΔT обусловлена тем, что разложение гидрата на свободный метан-газ и лед, начинающееся в непосредственной близости от разогреваемой поверхности

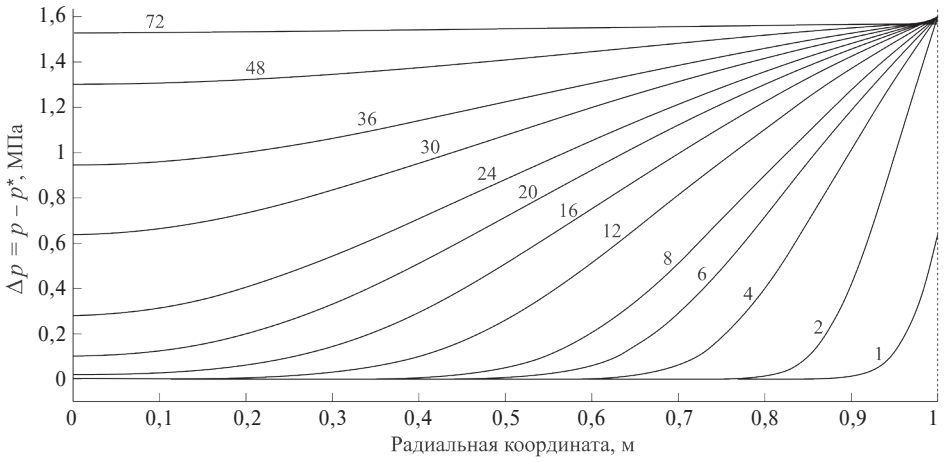


Рис. 2. Дополнительное давление внутри сферы при $\delta_h = 0{,}6$ и $\kappa_0 = 10^{-13}$ м^2, вызванное фазовым разложением гидрата. Индексы — время после начала нагревания сферы (в часах); p — давление с учетом фазового перехода; p^* — давление без учета фазового перехода

Fig. 2. Additional gas pressure in the sphere at $\delta_h = 0.6$ and $\kappa_0 = 10^{-13}$ m^2 due to gas hydrate phase transformation. Indices are the times after the start of the sphere heating (in hours); p is the pressure taking into account the phase transition; p^* is the pressure without taking into account the phase transition

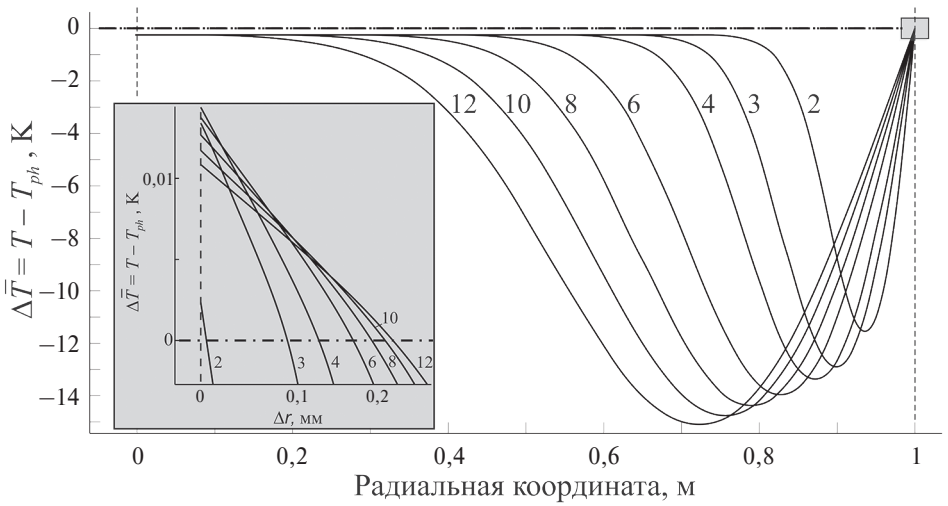


Рис. 3. Приращение $\Delta\overline{T}(r,t)$ температуры $T(r, t)$ среды внутри сферы относительно равновесного значения $T_{\text{ph}}(p(r, t))$ при $\delta_{\text{h}} = 0{,}6$ и $\kappa_0 = 10^{-13}$ м^2. Индексы — время после начала нагревания сферы (в часах); Δr — расстояние от поверхности сферы

Fig. 3. Increment $\Delta\overline{T}(r,t)$ of the medium temperature $T(r, t)$ relative to equilibrium value $T_{\text{ph}}(p(r, t))$ inside the sphere at $\delta_{\text{h}} = 0.6$ and $\kappa_0 = 10^{-13}$ m^2. Indices are the times after the start of sphere heating (in hours); Δr is the distance from the sphere surface

сферы и влекущее за собой смещение фазовой границы к центру сферы, при невысокой проницаемости среды для газа приводит к указанному быстрому росту давления и, как следствие, возрастанию здесь температуры фазового перехода $T_{ph}(p)$ с прекращением процесса разложения после того, как $T_{ph}(p)$ превзойдет температуру $T(r, t)$.

Как следует из рис. 3, где представлено изменение температуры в среде относительно равновесной температуры, практически везде внутри сферы $\Delta\overline{T} = T(r,t) - T_{ph}(p(r,t)) < 0$. Исключением является маленькая

область, показанная на рисунке слегка закрашенным прямоугольником, отмечающим место врезки к рисунку. На врезке кривые $\Delta\overline{T}$, пересекающие линию $\Delta\overline{T} = 0$, даются в зависимости не от r, а от $\Delta r = r_0 - r$ — расстояния от поверхности сферы. Видно, что толщина оболочки, в которой произошло разложение гидрата, составляет всего лишь малые доли миллиметра.

На рис. 4 показано изменение во времени той же $\Delta\overline{T}_k$ в ряде пунктов (с номерами k = 1, 2, ..., 7 и координатами r_k), отстоящих от поверхности сферы на расстояния $\Delta r_k = r_0 - r_k$. По значениям $\Delta\overline{T}_k = 0$ определяется время, на котором фронт разложения гидрата достигает координаты Δr_k. Как следует из этого рисунка, толщина сферического слоя, ограниченного поверхностью сферы (r_0 = 1 м) и фазовой границей, в котором произошло разложение гидрата, не превосходит Δr_6 = 0,222 мм (здесь кривая в пункте с $\Delta r = \Delta r_6$ лишь касается линии $\Delta\overline{T} = 0$). Масса гидрата, находившаяся в этой тонкой оболочке, невелика, а поэтому мала и тепловая энергия, затраченная на его разложение. Это дополнительно и наглядно демонстрирует причину малого изменения температуры ΔT. Каждая кривая $T_k(t)$ на рис. 4, за исключением самой нижней, пересекается с линией $T_k(t) = 0$ (показана штрих-пунктиром) дважды (на временах $t_k^{(1)}$ и $t_k^{(2)}$). Это означает, что при $t_k^{(1)} \le t \le t_k^{(2)}$ в сферической оболочке $0 \le r_0 - r \le \Delta r_k$ метан присутствует только в виде свободного газа. На временах $t > t_k^{(2)}$ в указанной оболочке из-за возросшего давления заново устанавливаются условия стабильности гидрата метана.

Описанные выше результаты получены, как упоминалось, для случая гидратонасыщенности и проницаемости для газа, равных δ_h = 0,6 и $\kappa_0 = 10^{-13}$ м^2. При других их значениях термобарический режим в среде должен отличаться, поскольку при этом изменяются масса высвободившегося газа, его объем, затраты тепловой энергии на диссоциацию гидрата и тепловые свойства среды. Кроме того, обе величины κ_0 и δ_h определяют полную проницаемость для газа. Влияние перечисленных факторов на процесс разложения гидрата в сфере показано на рис. 5, на котором для значений проницаемости $\kappa_0 = [100, 30, 10, 5, 1] \cdot 10^{-15}$ м^2 приводятся зависимости максимального смещения Δr_m от гидратонасыщенности δ_h. Как следует из рис. 5, максимальное смещение Δr_m фазовой границы быстро уменьшается при возрастании гидратонасыщенности и/или снижении исходной проницаемости, ведущих к затруднению ухода свободного газа из области диссоциации гидрата и, тем самым, к повышению его давления и росту равновесной температуры T_{ph}. При $\kappa_0 < 10^{-15}$ м^2 толщина Δr_m сферической оболочки, в которой произошло разложение гидрата метана на метан-газ и лед, становится меньшей 0,1 мм даже при невысокой гидратонасыщенности ($\delta_h \approx 0{,}1$). Столь же малой Δr_m является во всем диапазоне $10^{-15} \le \kappa_0 \le 10^{-13}$ м^2 в области $\delta_h \approx 0{,}1$.

Несмотря на то, что здесь рассмотрен случай гидратонасыщенной сферической каверны в массиве поддонного или подземного льда, можно ожидать, что полученные результаты будут справедливыми и для других гидратсодержащих тел (с учетом их размеров и условий прогрева), заключенных в газонепроницаемую ледяную оболочку, способную выдерживать возникающие в ней напряжения при разложении гидрата

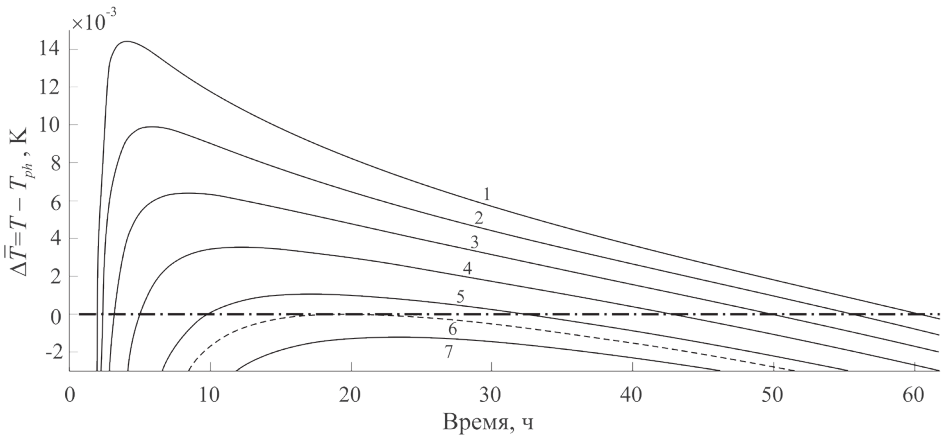


Рис. 4. Изменение во времени приращения температуры $\Delta\overline{T}(r,t)$ в сфере при δ_h = 0,6 и $\kappa_0 = 10^{-13}$ м^2. Индексы — значения $\Delta r_k = r_0 - r_k$ = [0: 0,05: 0,2, 0,222, 0,25] мм (k = 1, 2, ..., 7)

Fig. 4. Change in time of temperature increment $\Delta\overline{T}(r,t)$ inside the sphere at δ_h = 0.6 and κ_0 = $= 10^{-13}$ m^2. Indices are the values of $\Delta r_k = r_0 - r_k$ = [0: 0.05: 0.2, 0.222, 0.25] мм (k = 1, 2, ..., 7)

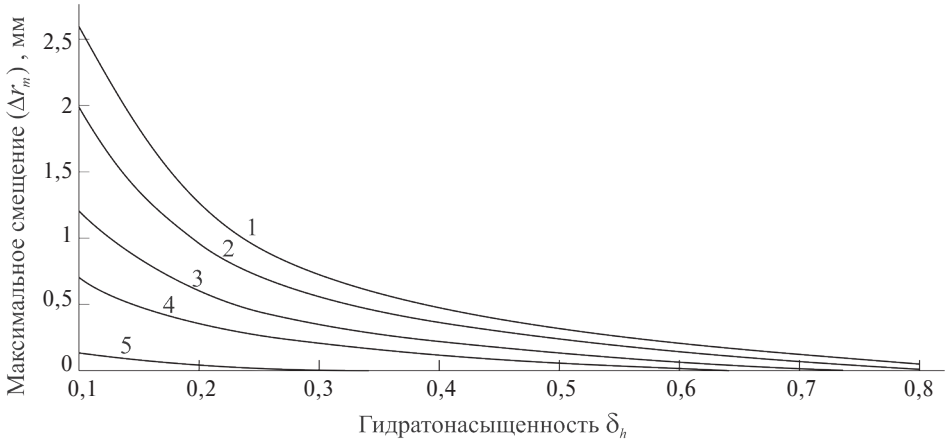


Рис. 5. Зависимость максимального смещения фазовой границы относительно поверхности сферы от гидратонасыщенности среды и ее проницаемости. Индексы кривых — номера (n = 1, 2, ..., 5) проницаемостей в списке: κ_0 = [100, 30, 10, 5, 1] · 10^{-15} м^2

Fig. 5. Dependence of the maximum displacement of the phase boundary relative to the sphere surface on the hydrate saturation in the medium and its permeability. The indices of the curves are the numbers (n = 1, 2, ..., 5) of the substance permeabilities in the following list: κ_0 = [100, 30, 10, 5, 1] · 10^{-15} m^2

метана. Ввиду ограниченности давления $p \le p_1^0$, при котором равновесная температура T_{ph} никогда не превышает 273,15 K, при нагревании гидрата метана внутри газонепроницаемой оболочки всегда быстро устанавливаются условия, препятствующие его дальнейшему разложению, т. е. устанавливаются условия «самоконсервации» гидрата.

4. Выводы

Основные результаты, полученные в этой работе, сводятся к следующему:

1. Решена задача о термобарическом режиме пористых гидратсодержащих осадков с учетом фазового перехода гидрат метана — метан-газ+лед при отрицательной по Цельсию температуре в среде любой размерности при ее нагреве или декомпрессии. При этом среда не подразделяется на области с разными фазовыми состояниями гидрата метана, а рассматривается как единая с характеризующими ее физическими параметрами, изменяющимися по величине в процессе фазового превращения гидратов.

2. Установлено, что полное разложение гидрата на газ и лед в газонепроницаемой среде возможно только в условиях малой гидратонасыщенности осадков ($\delta_h < 0{,}1$) и одновременно при высоких значениях начальной газонасыщенности $\left(s_g^0 > 0{,}4\right)$ свободного от гидрата порового пространства.

3. На примере решения задачи о термобарическом режиме сферической каверны в газонепроницаемом массиве поддонного или подземного льда, заполненной гидратом, льдом и свободным метаном-газом и характеризующейся изменяющимися в широком диапазоне гидратонасыщенностью и газопроницаемостью, показано, что даже при значительном повышении температуры на поверхности сферы разложение гидрата происходит в крайне тонкой оболочке непосредственно между этой поверхностью и смещенной внутрь сферы фазовой границей. Это явление сильно ограниченного разложения гидрата в замкнутом газоизолированном пространстве, тем не менее приводящего к повышению в нем давления, является, по-видимому, основным процессом, обеспечивающим «самоконсервацию» гидратов метана в среде с отрицательной по Цельсию температурой.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021–0014).

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment (theme No. FMWE-2021–0014).

Литература

1. *Kvenvolden K.A.* Gas hydrates — geological perspectives and global change // Reviews of Geophysics. 1993. Vol. 31. Iss. 2. P. 173–187. doi:10.1029/93RG00268
2. *Гинсбург Г.Д.*, *Соловьев В.А.* Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
3. *Mazurenko L.L.*, *Soloviev V.A.* Worldwide distribution of deep-water fluid venting and potential occurrences of gas hydrate accumulations // Geo-Marine Letters. 2003. Vol. 23. P. 162–176. doi:10.1007/S00367-003-0146-X
4. *Соловьев В.А.* Глобальная оценка количества газа в субмаринных скоплениях газовых гидратов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43 (7). С. 648–661.
5. *Yakushev V.S.*, *Istomin V.A.* Gas-hydrates self-preservation effect // Physics and Chemistry of Ice. Supporo: Hokkaido Univ. Press, 1992. P. 112–118.
6. *Дядин Ю.А.* Супрамолекулярная химия: клатратные соединения // Соровский Образовательный Журнал. 1998. № 2. С. 79–88.
7. *Истомин В.А.*, *Нестеров А.Н.*, *Чувилин Е.М.*, *Квон В.Г.*, *Решетников А.М.* Разложение гидратов различных газов при температурах ниже 273 К // Газохимия. 2008. № 1. С. 30–44.
8. *Sloan E.D.*, *Jr.*, *Koh C.* Clathrate hydrates of natural gases. Third edition. N.Y.: CRC Press, 2007. 758 p. doi:10.1201/9781420008494
9. *Sultan N.*, *Foucher J.P.*, *Cochonat P.*, *Tonnerre T.*, *Bourillet J.F.*, *Ondreas H.*, *Cauquil E.*, *Grauls D.* Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope // Marine Geology. 2004. Vol. 206. P. 1–18. doi:10.1016/j.margeo.2004.03.005
10. *Handa Y.* A calorimetric study of naturally occuring gas hydrates // Industrial & Engineering Chemistry Research. 1988. Vol. 27, N 5. P. 872–874.
11. *Нигматулин Р.И.*, *Шагапов В.Ш.*, *Насырова Л.А.* «Тепловой удар» в пористой среде, насыщенной газогидратом // Доклады РАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 337–340.
12. *Kozeny J.* Ueber kapillare Leitung des Wassers in Boden // Sitzungsber Akad. Wiss. Wien. 1927. Vol. 136, N 2a. P. 271–306.
13. *Carman P.* Fluid flow through a granular bed // Transactions of the Institution of Chemical Engineers. 1937. Vol. 15. P. 150–167.
14. *Allen P.A.*, *Allen J.R.* Basin analysis. Principles and applications. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2005. 549 p.
15. *Ландау Л.Д.*, *Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. М. — Л.: ГИТТЛ, 1940. 223 с.
16. *Самарский А.А.*, *Моисеенко Б.Д.* Экономическая схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5, № 5. С. 816–827.
17. *Гольмшток А.Я.* Многоканальное сейсмическое профилирование, газовые гидраты и моделирование условий образования грязевых вулканов на озере Байкал // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 3. С. 18–31.
18. COMSOL Multiphysics®3.5. 2008. License No:1034054

References

1. *Kvenvolden K.A.* Gas hydrates — geological perspectives and global change. *Reviews of Geophysics*. 1993, 31(2), 173–187. doi:10.1029/93RG00268
2. *Ginsburg G.D.*, *Soloviev V.A.* Submarine gas hydrates. *St. Petersburg*, *VNIIOkeangeologia*, 1994. 199 p. (in Russian).
3. *Mazurenko L.L.*, *Soloviev V.A.* Worldwide distribution of deep-water fluid venting and potential occurrences of gas hydrate accumulations. *Geo-Marine Letters*. 2003, 23/3–4, 162–176. doi:10.1007/S00367-003-0146-X
4. *Solov'iev V.A.* Global assessment of the gas amount in submarine accumulations of gas hydrates. *Russian Geology and Geophysics*. 2002, 43 (7), 648–661 (in Russian).
5. *Yakushev V.S.*, *Istomin V.A.* Gas-hydrates self-preservation effect. Physics and chemistry of ice. *Supporo*, *Hokkaido Univ. Press*, 1992, 112–118.
6. *Dyadin Yu.A.* Supramolecular chemistry: clathrate compounds. *Soros Educational Journal.* 1998, 2, 79–88 (in Russian).
7. *Istomin V.A.*, *Nesterov A.N.*, *Chuvilin E.M.*, *Kwon V.G.*, *Reshetnikov A.M.* Dissociation of hydrates of various gases at temperatures below 273 K. *Gasokhimiya*. 2008, 1, 30–44 (in Russian).
8. *Sloan E.D.*, *Jr.*, *Koh C.* Clathrate Hydrates of Natural Gases. Third edition. *N.Y.*: *CRC Press*, 2007. 758 p. doi:10.1201/9781420008494
9. *Sultan N.*, *Foucher J.P.*, *Cochonat P.*, *Tonnerre T.*, *Bourillet J.F.*, *Ondreas H.*, *Cauquil E.*, *Grauls D.* Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope. *Marine Geology*. 2004, 206, 1–18. doi:10.1016/j.margeo.2004.03.005
10. *Handa Y.* (1988b). A calorimetric study of naturally occuring gas hydrates. *Industrial & Engineering Chemistry Research*. 1988, 27, 5, 872–874.

11. *Nigmatulin R.I., Shagapov V. Sh., Nasyrova L.A.* “Heat impact” in the porous medium saturated by gas hydrates. *Doklady RAN*. 1999, 366, 3, 337–340 (in Russian).
12. *Kozeny J.* Ueber kapillare Leitung des Wassers in Boden. *Sitzungsber Akad. Wiss. Wien*. 1927, 136(2a), 271–306.
13. *Carman P.* Fluid flow through a granular bed. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*. 1937, 15, 150–167.
14. *Allen P.A.*, *Allen J.R.* Basin analysis. Principles and applications. *Oxford*, *Blackwell Scientific Publications*, 2005, 549 p.
15. *Landau L.D.*, *Lifshits E.M.* Statistical Physics. *Moscow–Leningrad*, *GITTL*, 1940, 223 p. (in Russian).
16. *Samarskii A.A., Moiseyenko B.D.* An economic continuous calculation scheme for the stefan multidimensional problem. *USSR Computational Mathematics and Mathematical Physics.* 1965, 5, 5, 43–58. doi:10.1016/0041-5553(65)90004-2
17. *Golmshtok A. Ya.* Multichannel seismic profiling, gas hydrates and the numerical simulation of the mud volcanoes formation conditions in Lake Baikal. *Fundamental and Applied Hydrophysics.* 2016, 9, 3, 18–31 (in Russian).
18. COMSOL Multiphysics®3.5. 2008. License No:1034054

Об авторе

ГОЛЬМШТОК Александр Яковлевич, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 59679, Scopus AuthorID: 6602613595, golmshtok@gmail.com

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-9

УДК 551.46.08

© *В. А. Глухов*[1]*, *Ю. А. Гольдин*[1], *О. В. Глитко*[1], *Е. А. Аглова*[1,2], *Д. И. Глуховец*[1,2], *М. А. Родионов*[1], 2023

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр-т, д. 36
[2]Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), 141701, Институтский пер., д. 9, г. Долгопрудный, Московская область, Россия
*vl.glukhov@inbox.ru

ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПЕРВОМ ЭТАПЕ 89-ГО РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ»

Статья поступила в редакцию 05.10.2023, после доработки 04.12.2023, принята в печать 06.12.2023

Аннотация

Выполнена лидарная съемка западной части Карского моря. Съемка проводилась в сентябре 2022 г. Использован судовой радиометрический (профилирующий) лидар ПЛД-1. Оптический блок лидара располагался на 8-й палубе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на высоте 15 м над поверхностью воды. Лидарное зондирование проводилось на станциях и на ходу судна. Маршрут судна проходил через акватории, характеризующиеся широким диапазоном изменений гидрооптических характеристик. Лидарные измерения сопровождались комплексом сопутствующих измерений гидрооптических и гидрологических характеристик. Сопутствующие измерения выполнялись на станциях с использованием погружаемых приборов, а также на ходу судна с помощью проточного измерительного комплекса. Однородность вертикального распределения гидрооптических характеристик на ходу судна в верхнем десятиметровом слое контролировалась дистанционным методом по лидарным данным. Продемонстрировано хорошее согласие пространственных распределений параметров лидарных эхо-сигналов, гидрооптических и гидрологических характеристик (совпадение пространственных положений различных особенностей распределения, локальных максимумов, минимумов и фронтальных зон). Получен большой объем данных измерений, позволяющих в дальнейшем провести их статистическую обработку с целью нахождения связей между параметрами лидарных эхо-сигналов и гидрооптическими характеристиками, зарегистрированными контактными методами.

Ключевые слова: морской лидар, гидрооптические характеристики, лидарная съемка, фронтальные зоны, Карское море

UDC 551.46.08

© *V. A. Glukhov*[*1], *Yu. A. Goldin*[1], *O. V. Glitko*[1], *E. A. Aglova*[1,2], *D. I. Glukhovets*[1,2], *M. A. Rodionov*[1], 2023

[1]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia
[2]Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 9 Institutskiy per., Dolgoprudny, Moscow region, 141701, Russia
*vl.glukhov@inbox.ru

LIDAR RESEARCH DURING THE FIRST STAGE OF THE 89th CRUISE OF THE R/V 'ACADEMIC MSTISLAV KELDYSH'

Received 05.10.2023, Revised 04.12.2023, Accepted 06.12.2023

Abstract

A lidar survey of the western part of the Kara Sea was carried out in September 2022. The shipborne radiometric (profiling) lidar PLD-1 was used. The lidar optical unit was located on the 8th deck of the R/V 'Akademik Mstislav Keldysh' at an altitude of 15 m above the water surface. Lidar sounding was carried out at stations and underway. The vessel route passed through water areas characterized by a wide range of changes in hydrooptical characteristics. Lidar measurements were accompanied by synchronized measurements of hydrooptical and hydrological characteristics. These measurements were carried out using submersible instruments at stations and using a flow-through measuring complex along the ship's route. The hydrooptical characteristics vertical distribution uniformity in the upper ten-meter layer was controlled remotely using underway lidar data.

Ссылка для цитирования: *Глухов В.А.*, *Гольдин Ю.А.*, *Глитко О.В.*, *Аглова Е.А.*, *Глуховец Д.И.*, *Родионов М.А.* Лидарные исследования в первом этапе 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 107–115. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-9

For citation: *Glukhov V.A.*, *Goldin Yu.A.*, *Glitko O.V.*, *Aglova E.A.*, *Glukhovets D.I.*, *Rodionov M.A.* Lidar Research during the First Stage of the 89th Cruise of the R/V "Academic Mstislav Keldysh". *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 107–115. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-9

Good agreement between the spatial distributions of the lidar echo signals parameters, of the hydrooptical and of the hydrological characteristics (coincidence of the locations of various distribution features, local maxima, minima and frontal zones) was demonstrated. A large volume of measurement data has been obtained, which allows for further statistical processing in order to find relationships between the parameters of lidar echo signals and hydrooptical characteristics recorded by contact methods.

Keywords: marine lidar, hydrooptical characteristics, lidar survey, frontal zones, Kara Sea

1. Введение

Возможности дистанционного зондирования приповерхностных слоев морской воды с использованием радиометрических лидаров продемонстрированы в целом ряде работ [1–5]. Важным направлением исследований с использованием морских лидаров судового и авиационного базирования является дистанционное определение гидрооптических характеристик приповерхностного слоя [5–8]. Обычно при обработке данных радиометрических лидаров с целью извлечения гидрооптических характеристик предполагается однородность вертикального распределения исследуемого слоя. В последние годы появились работы, позволяющие получать вертикальные распределения гидрооптических характеристик при наличии их стратификации. Для этого используются лидары высокого спектрального разрешения (HSRL — High Spectral Resolution Lidar), совмещающие регистрацию временной и спектральной зависимостей эхо-сигнала [9, 10].

Методы извлечения информации о гидрооптических характеристиках из данных лидарного зондирования в каждом конкретном случае зависят от характеристик лидара и геометрии зондирования [7, 11]. Универсального алгоритма пересчета параметров лидарных эхо-сигналов в значения гидрооптических характеристик нет. Это обуславливает необходимость проведения измерений с конкретными лидарами в конкретных акваториях. Удобным регионом для проведения таких исследований является Карское море, характеризующееся высокой пространственной изменчивостью гидрооптических характеристик в широком диапазоне их значений [12–14]. Достоинствами судовой лидарной съемки являются возможность проведения измерения на ходу судна без использования погружаемых устройств, а также возможность проведения синхронных сопутствующих измерений гидрооптических и гидрологических характеристик.

В данной работе представлены результаты лидарных измерений, выполненных на станциях и на ходу судна, а также результаты сопоставления пространственных распределений параметров лидарных эхо-сигналов с соответствующими распределениями гидрооптических и гидрологических характеристик, полученных в ходе синхронных сопутствующих измерений.

2. Материалы и методы

2.1. Описание аппаратуры

Для проведения исследований использован судовой поляризационный лидар ПЛД-1 (разработка ИО РАН [15]). Длина волны зондирующего излучения — 532 нм, длительность зондирующего импульса по уровню 0,5–7 нс, энергия зондирующего импульса — 20 мДж, угол поля зрения приемной оптической системы — 0,9 град. (15,5 мрад), диаметр входного объектива — 63 мм. Для оцифровки и регистрации лидарных эхо-сигналов использовался цифровой четырехканальный осциллограф LeCroy HDO4034. Частота оцифровки — 2,5 ГГц, разрядность АЦП — 14 бит. В лидаре ПЛД-1 имеется два приемных канала, предназначенных для регистрации ко- и кросс-поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала на длине волны зондирования. В данной статье анализируются только ко-поляризованные компоненты лидарного эхо-сигнала.

При проведении исследований оптический блок лидара размещался на 8-й палубе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Высота оптического блока над поверхностью воды — около 15 м. Угол зондирования $\theta = 20°$ от вертикали. Протяженность воздушного участка трассы зондирования H составляла около 16 м. Одновременно с регистрацией лидарных эхо-сигналов регистрировались данные навигационного положения по сигналам спутниковых навигационных систем ГЛОНАСС/GPS.

В течение всего рейса проводилась регистрация лидарных эхо-сигналов с частотой 1 Гц. Измерения проводились как во время выполнения станций, так и на ходу судна. При скорости судна 10 узлов пространственная дискретность точек измерений составляла около 5 м.

Лидарная съемка сопровождалась комплексом синхронных сопутствующих измерений. На станциях с помощью погружаемого прозрачномера ПУМ-200 (разработка ИО РАН [16, 17]) выполнялись измерения вертикальных профилей показателя ослабления света морской водой c на длине волны $\lambda = 530$ нм. Точность измерения c в диапазоне 0,050–1,0 м$^{-1}$ составляет 0,005 м$^{-1}$. При увеличении значений показателя ослабления выше 1 м$^{-1}$ возрастает влияние многократного рассеяния, что приводит к росту погрешности измерений. Оценка изменчивости показателя ослабления в этом диапазоне носит качественный характер.

С помощью проточного измерительного комплекса ИО РАН проводились непрерывные измерения на станциях и на ходу судна [18]. Комплекс позволяет проводить измерения температуры воды *T* и удельной электропроводности, которая затем пересчитывается в соленость *S*. Проточный спектральный флуориметр в составе комплекса позволяет определять интенсивность флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) — I_{CDOM}, индуцированной излучением лазера с длиной волны возбуждения 405 нм. Значения интенсивности флуоресценции приводятся к рамановским единицам измерения (R.U.) путем нормировки пика флуоресценции на пик комбинационного рассеяния на молекулах воды. В состав комплекса также входит универсальный малогабаритный прозрачномер ПУМ-А для определения величины показателя ослабления света *c* на длине волны 530 нм. Технические характеристики ПУМ-А аналогичны характеристикам ПУМ-200, приведенным выше. Глубина водозабора — 2–3 м. Пространственное разрешение данных — около 50 м. Привязка измеренных данных осуществлялась по сигналам спутниковой навигационной системы GPS.

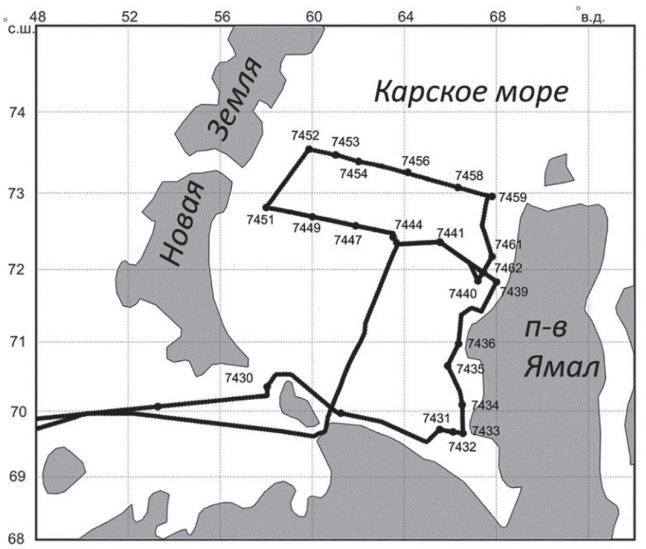


Рис. 1. Маршрут судна и положения станций 1-го этапа 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море

Fig. 1. The vessel route and the station positions of the 1st stage of the 89th cruise of the R/V 'Akademik Mstislav Keldysh' in the Kara Sea

2.2. Район проведения работ

Работы выполнялись в рамках первого этапа 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в западной части Карского моря с 5 по 19 сентября 2022 г. Маршрут судна и положения станций показаны на рис. 1.

Маршрут судна пересекал несколько гидрологических фронтов. Один фронт разделял относительно теплые баренцевоморские воды, проникающие в акваторию Карского моря, и замутненные прибрежные воды, формируемые стоком рек, наиболее крупные из которых — р. Байдарата, р. Кара, р. Юрибей и др. Другой фронт был сформирован на границе между прибрежными водами вблизи полуострова Ямал и относительно холодными и прозрачными водами Восточно-Новоземельского течения. Диапазон изменения показателя ослабления составил от 0,17 м$^{-1}$ вблизи Новой Земли до значений 1,5 м$^{-1}$ и выше в акватории Байдарацкой губы. На протяжении рейса волнение не превышало 4-х баллов. Дымка над поверхностью воды практически отсутствовала.

2.3. Методика обработки данных лидарного зондирования

Показатель ослабления лидарного эхо-сигнала $\alpha(z)$ характеризует экспоненциальную форму спада лидарного эхо-сигнала в соответствии с лидарным уравнением [1]:

$$P\left(t=\frac{2Z}{c_w}\right)=P_0\frac{AT_O(1-r)^2}{(nH+Z)^2}\beta(\pi,Z)\exp\left[-2\int_0^Z\alpha(Z')dZ'\right], \quad (1)$$

где *Z* и *H* — протяженности подводного и надводного участков трассы зондирования, c_w — скорость света в морской воде, *n* — коэффициент преломления морской воды, $\alpha(Z)$ — показатель ослабления лидарного эхо-сигнала, $\beta(\pi, Z)$ — значение индикатрисы рассеяния в направлении 180°, P_0 — мощность зондирующего импульса, *A* — размер приемной апертуры, T_O — пропускание приемной системы, $r \approx 0{,}02$ — амплитудный коэффициент отражения Френеля для границы раздела воздух–морская вода. Истинная глубина *z* может быть пересчитана из *Z* с учетом угла зондирования θ.

В общем случае $\alpha(z)$ зависит от вертикального распределения гидрооптических характеристик приповерхностного слоя и принимает значения от *Kd* до *c* в зависимости от геометрии зондирования [11]. В случае однородных по глубине вод α является постоянной величиной. Для определения α использовался стандартный подход, основанный на применении аппроксимаций лидарного эхо-сигнала функцией,

вид которой следует из лидарного уравнения [5, 19]. При определении α использовался участок спада эхо-сигнала, соответствующий диапазону глубин от 4 до 8 м. Участок выше 4 м подвержен сильному влиянию поверхностного волнения. Ниже 8–10 м во многих случаях наблюдается изменчивость гидрооптических характеристик. Примеры ко-поляризованных компонент лидарных эхо-сигналов и соответствующих аппроксимирующих функций показаны на рис. 2. Все измерения проводились в линейном режиме работы ФЭУ. Для предотвращения насыщения осуществлялась регулировка высоковольтного напряжения питания ФЭУ. На рис. 2, *а* и *б* представлен случай вод различной прозрачности, однородных по глубине в слое от поверхности до 10 м. Рисунок 2, *а* иллюстрирует ситуацию, когда благодаря высокой прозрачности воды работает модель однократного рассеяния и показатель лидарного ослабления α близок к показателю ослабления *c*. Рисунок 2, *б* иллюстрирует ситуацию, когда благодаря высокому значения показателя рассеяния эффективная диаграмма направленности приемника становится широкой и показатель α близок к показателю диффузного ослабления K_d. В качестве критерия однородности вертикального распределения *c* в слое 0–10 м может быть использована величина дисперсии показателя ослабления. На станции 7453 (рис. 2, *а*) значение дисперсии *c* составило $6 \cdot 10^{-6}$ м$^{-2}$, на станции 7433 (рис. 2, *б*) — $5 \cdot 10^{-6}$ м$^{-2}$. Это примеры станций с однородными по глубине водами. На рисунке 2, *в* представлен случай неоднородного по глубине участка 0–10 м. Значение дисперсии *c* на этой станции составило $2 \cdot 10^{-3}$ м$^{-2}$. Спад лидарного эхо-сигнала имеет более сложную форму, для описания которой необходимо применение нескольких различных аппроксимаций. В связи с этим для дальнейшего анализа были использованы только те станции, на которых слой 0–10 м был однородным по показателю ослабления с дисперсией менее 10^{-5}.

При обработке данных лидарной съемки значение α определялось для каждого зарегистрированного эхо-сигнала. На станциях, продолжительность которых составляла 1–3 ч, проводилось усреднение всех полученных значений α (от 3 до 11 тысяч зондирований), что позволило снизить влияние случайных ошибок измерений. Неизменность гидрооптических характеристик на станции контролировалась

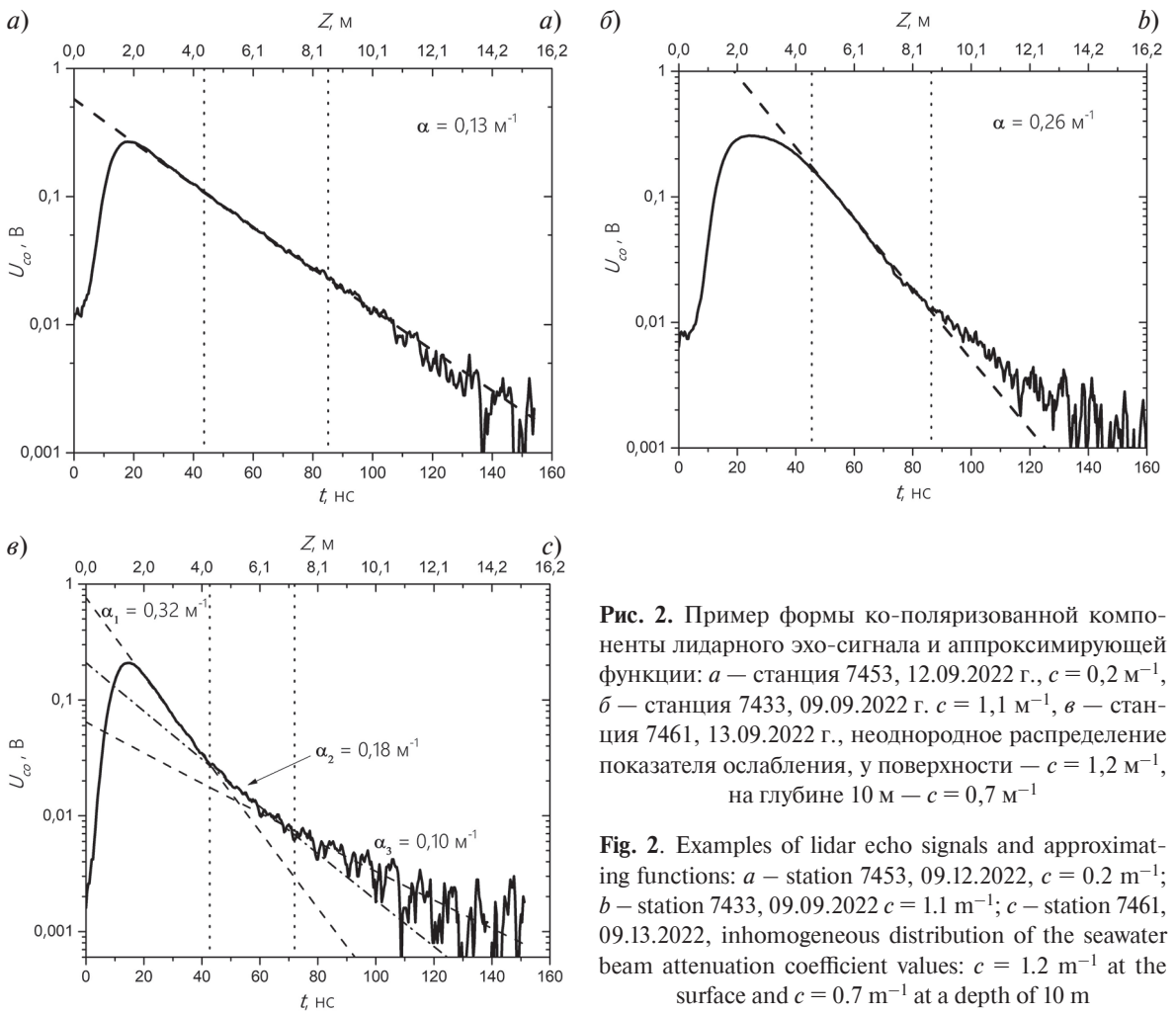


Рис. 2. Пример формы ко-поляризованной компоненты лидарного эхо-сигнала и аппроксимирующей функции: *а* — станция 7453, 12.09.2022 г., $c = 0{,}2$ м$^{-1}$, *б* — станция 7433, 09.09.2022 г. $c = 1{,}1$ м$^{-1}$, *в* — станция 7461, 13.09.2022 г., неоднородное распределение показателя ослабления, у поверхности — $c = 1{,}2$ м$^{-1}$, на глубине 10 м — $c = 0{,}7$ м$^{-1}$

Fig. 2. Examples of lidar echo signals and approximating functions: *a* – station 7453, 09.12.2022, $c = 0.2$ m^{-1}; *b* – station 7433, 09.09.2022 $c = 1.1$ m^{-1}; *c* – station 7461, 09.13.2022, inhomogeneous distribution of the seawater beam attenuation coefficient values: $c = 1.2$ m^{-1} at the surface and $c = 0.7$ m^{-1} at a depth of 10 m

по форме лидарного эхо-сигнала и по отсутствию существенной изменчивости α с течением времени. Данные измерений, полученные на ходу судна, усреднялись по результатам 100 зондирований (пространственный интервал усреднения — около 500 м) для снижения влияния качки судна, волнения и пены на поверхности воды.

3. Результаты и их обсуждение

Лидарная съемка выполнялась как на станциях, так и на ходу судна в течение около 270 ч. Однородное по глубине распределение показателя ослабления *c* в верхнем слое от поверхности до 10 м зарегистрировано на 27 станциях на разных участках маршрута. Для каждой из этих станций рассчитано среднее значение показателя ослабления лидарного эхо-сигнала α и стандартное отклонение измеряемой величины. Распределения по маршруту судна значений α и *c*, измеренных на станциях, представлены на рис. 3. Диапазон измерений *c* составил от 0,17 м$^{-1}$ до 1,1 м$^{-1}$. Наблюдается хорошее соответствие вида распределений, совпадение положения особенностей распределений, локальных максимумов, минимумов и фронтальных зон. Полученный набор пар величин α и *c* позволяет в дальнейшем провести их статистический анализ для установления регрессионных соотношений. Приведенное распределение α содержит информацию о пространственном распределении гидрооптических характеристик и может быть успешно использовано для проведения дистанционных измерений этих характеристик лидарным методом.

Пример результатов измерений, выполненных на ходу судна, представлен на рис. 4. На этом рисунке показан участок разреза, соответсвующий переходу от пролива Карские ворота к Байдарацкой губе, выполненный 08.09.2022 г. между станциями 7430 и 7431 (см. рис. 1). Сопоставление пространственных распределений α и *c*, измеренного проточным измерительным комплексом на ходу судна, показаны на

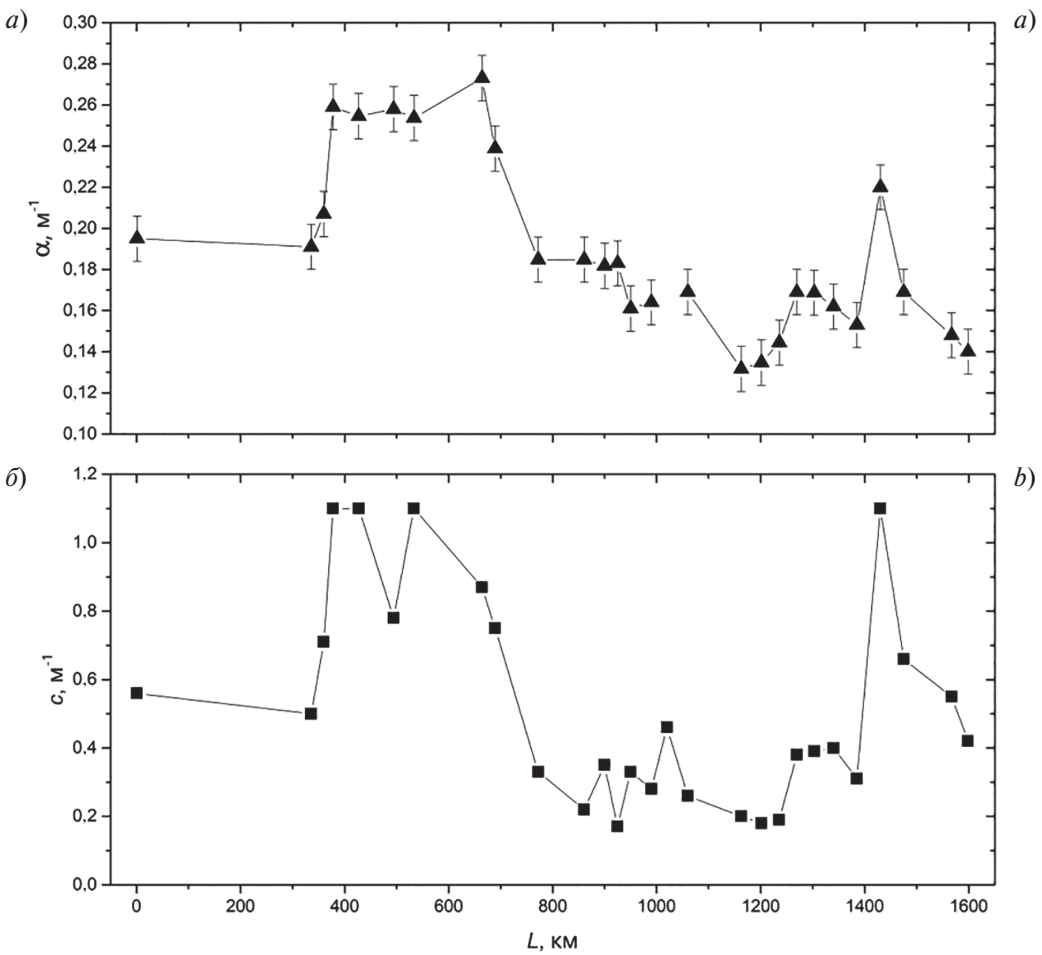


Рис. 3. Распределения по маршруту судна значений α и *c*, измеренных на станциях

Fig. 3. Distributions of α and *c* values measured at stations along the vessel's route

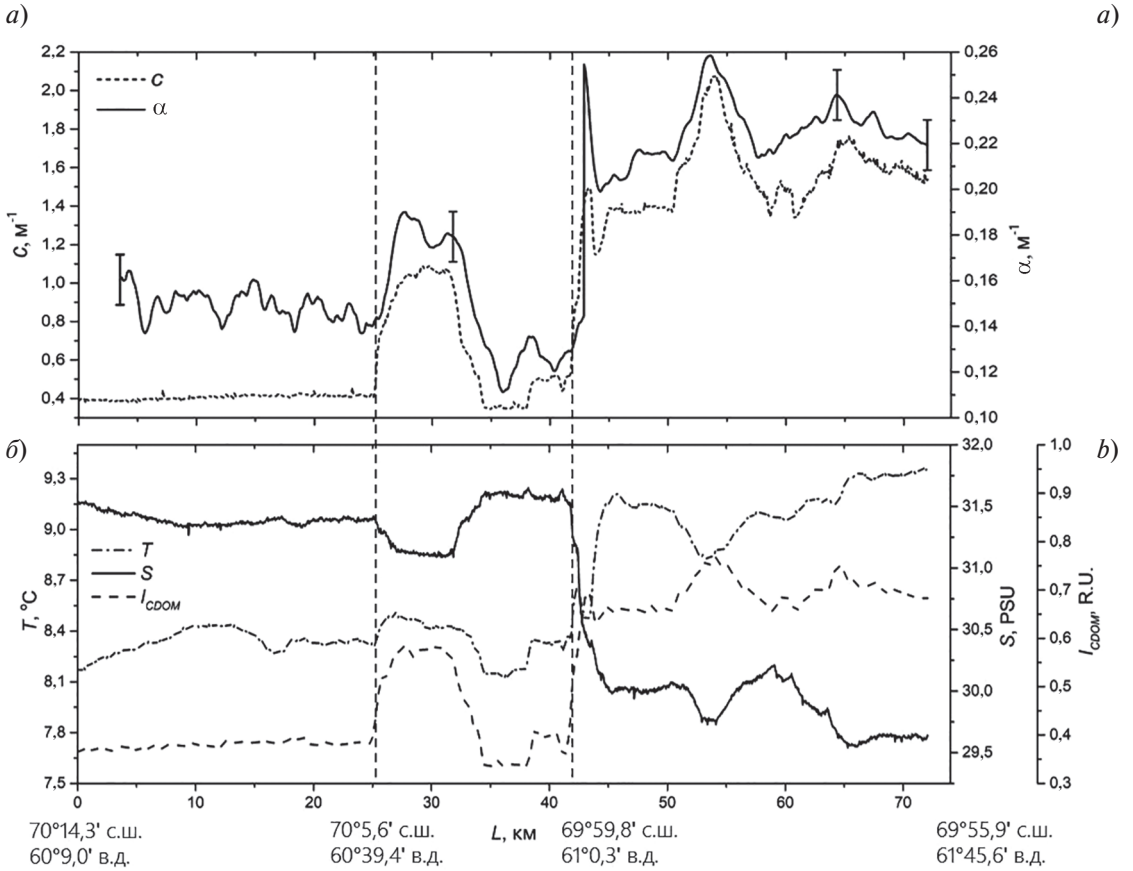


Рис. 4. Результаты измерений на ходу судна, выполненные на участке разреза между станциями 7430 и 7431: *а* — α и *c*, *б* — *T*, *S*, I_{CDOM}

Fig. 4. Cross-section along the ship route, carried out on the section between the stations 7430 and 7431: *a* — α and *c*, *b* — *T*, *S*, I_{CDOM}

рис. 4, *а*. Соответствующие распределения солености *S*, температуры *T* и интенсивности флюоресценции ОРОВ I_{CDOM}, также измеренные проточным измерительным комплексом, показаны на рис. 4, *б*. Вид изменчивости α хорошо согласуется с видом других распределений. Распределение показателя ослабления лидарного эхо-сигнала α хорошо отражает положение фронтов. Отметим, что на разрезе зарегистрирована отрицательная корреляция распределения *S* и I_{CDOM}. Это свидетельствует о том, что разрез расположен в зоне влияния речного стока [12, 13].

4. Заключение

Выполнена судовая лидарная съемка западной части Карского моря. Для проведения съемки использован судовой поляризационный лидар ПЛД-1. Анализ полученных данных показал высокое сходство распределений показателя ослабления лидарного эхо-сигнала α и показателя ослабления света *c*. Выполнено сопоставление пространственного распределения α, *c*, температуры, солености и интенсивности флюоресценции ОРОВ. Продемонстрировано хорошее соответствие параметров полученных распределений, совпадение пространственных положений различных особенностей распределения, локальных максимумов, минимумов и фронтальных зон.

Получен большой массив данных лидарного зондирования и синхронных сопутствующих измерений, позволяющий в дальнейшем провести их статистический анализ и установить регрессионные соотношения между конкретными гидрооптическими характеристиками и параметрами лидарных эхо-сигналов. Наличие таких соотношений позволит проводить количественные измерения гидрооптических характеристик лидарным методом с использованием лидара ПЛД-1. При продолжении работ представляет интерес анализ кросс-полязированной компоненты лидарного эхо-сигнала, сформированной в основном многократно рассеянным излучением.

Благодарности

Авторы благодарят В.А. Артемьева за помощь в проведении сопутствующих измерений.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge V.A. Artemyev for assistance in carrying out contact measurements.

Финансирование

Обработка массива данных лидарного зондирования и его анализ выполнены в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0014. Регистрация и обработка данных сопутствующих измерений выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 21-77-10059.

Funding

Processing and analysis of the lidar data array were carried out as a part of the state assignment of Shirshov Institute of Oceanology No. FMWE-2021-0014. Acquisition and processing of contact measurements data were carried out with the financial support of the Russian Science Foundation (project No. 21-77-10059).

Литература

1. *Vasilkov A.P.*, *Goldin Yu.A.*, *Gureev B.A.* et al. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean // Applied Optics. 2001. Vol. 40, N 24. P. 4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353
2. *Churnside J.H.*, *Donaghay P.L.* Thin scattering layers observed by airborne lidar // ICES Journal of Marine Science. 2009. Vol. 66, N 4. P. 778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029
3. *Churnside J.H.*, *Ostrovsky L.A.* Lidar observation of a strongly nonlinear internal wave train in the Gulf of Alaska // International Journal of Remote Sensing. 2005. Vol. 26, N 1. P. 167–177. doi:10.1080/01431160410001735076
4. *Churnside J.H.*, *Brown E.D.*, *Parker-Stetter S.* et al. Airborne remote sensing of a biological hot spot in the southeastern Bering Sea // Remote Sensing. 2011. Vol. 3, N 3. P. 621–637. doi:10.3390/rs3030621
5. *Collister B.L.*, *Zimmerman R.C.*, *Hill V.J.*, *Sukenik C.I.*, *Balch W.M.* Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom // Applied Optics. 2020. Vol. 59, N 15. P. 4650–4662. doi:10.1364/AO.389845
6. *Goldin Y.A.*, *Vasilev A.N.*, *Lisovskiy A.S.*, *Chernook V.I.* Results of Barents Sea airborne lidar survey // Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters SPIE. 2007. Vol. 6615. P. 126–136. doi:10.1117/12.740456
7. *Xu P.*, *Liu D.*, *Shen Y.* et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2020. Vol. 254. P. 107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201
8. *Коханенко Г.П.*, *Балин Ю.С.*, *Пеннер И.Э.*, *Шаманаев В.С.* Лидарные и in situ измерения оптических параметров поверхностных слоев воды в озере Байкал // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 377–385.
9. *Schulien J.A.*, *Behrenfeld M.J.*, *Hair J.W.* et al. Vertically- resolved phytoplankton carbon and net primary production from a high spectral resolution lidar // Optics Express. 2017. Vol. 25. P. 13577–13587. doi:10.1364/OE.25.013577
10. *Zhou Y.*, *Chen Y.*, *Zhao H.* et al. Shipborne oceanic high-spectral-resolution lidar for accurate estimation of seawater depth-resolved optical properties // Light: Science & Applications. 2022. Vol. 11, N 261. doi:10.1038/s41377-022-00951-0
11. *Gordon H.R.* Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering // Applied Optics. 1982. Vol. 21, N 16. P. 2996–3001. doi:10.1364/AO.21.002996
12. *Буренков В.И.*, *Гольдин Ю.А.*, *Артемьев В.А.*, *Шеберстов С.В.* Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // Океанология. 2010. Т. 50, № 5. С. 716–729. doi:10.1134/S000143701005005X
13. *Буренков В.И.*, *Гольдин Ю.А.*, *Гуреев Б.А.*, *Судьбин А.И.* Основные представления о распределении оптических свойств Карского моря // Океанология. 1995. Т. 35, № 3. С. 376–387.
14. *Коник А.А.*, *Зимин А.В.*, *Атаджанова О.А.* Пространственно-временная изменчивость характеристик стоковой фронтальной зоны в Карском море в первые два десятилетия XXI века // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 4. С. 23–41. doi:10.59887/fpg/38mu-zda7-dpep
15. *Глухов В.А.*, *Гольдин Ю.А.*, *Родионов М.А.* Экспериментальная оценка возможностей лидара ПЛД-1 по регистрации гидрооптических неоднородностей в толще морской среды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10, № 2. С. 41–48. doi:10.7868/S207366731702006X
16. *Буренков В.И.*, *Шеберстов С.В.*, *Артемьев В.А.*, *Таскаев В.Р.* Оценка погрешности измерения показателя ослабления света морской водой в мутных водах арктических морей // Светотехника. 2019. Т. 2. С. 55–60. doi:10.33383/2018-100

17. *Артемьев В.А.*, *Таскаев В.Р.*, *Григорьев А.В.* Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 2021. С. 95–99.
18. *Гольдин Ю.А.*, *Глуховец Д.И.*, *Гуреев Б.А.* и др. Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды // Океанология. 2020. Т. 60, № 5. С. 814–822. doi:10.31857/S0030157420040103
19. *Глухов В.А.*, *Гольдин Ю.А.*, *Родионов М.А.* Лидарный метод регистрации внутренних волн в водах с двухслойной стратификацией гидрооптических характеристик // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 86–97. doi:10.7868/S2073667321030084

References

1. *Vasilkov A.P.*, *Goldin Yu.A.*, *Gureev B.A.* et al. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean. *Applied Optics*. 2001, 40, 4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353
2. *Churnside J.H.*, *Donaghay P.L.* Thin scattering layers observed by airborne lidar. *ICES Journal of Marine Science*. 2009, 66(4), 778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029
3. *Churnside J.H.*, *Ostrovsky L.A.* Lidar observation of a strongly nonlinear internal wave train in the Gulf of Alaska. *International Journal of Remote Sensing*. 2005, 26(1), 167–177. doi:10.1080/01431160410001735076
4. *Churnside J.H.*, *Brown E.D.*, *Parker-Stetter S.* et al. Airborne remote sensing of a biological hot spot in the southeastern Bering Sea. *Remote Sensing*. 2011, 3(3), 621–637. doi:10.3390/rs3030621
5. *Collister B.L.*, *Zimmerman R.C.*, *Hill V.J.*, *Sukenik C.I.*, *Balch W.M.* Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom. *Applied Optics*. 2020, 59(15), 4650–4662. doi:10.1364/AO.389845
6. *Goldin Y.A.*, *Vasilev A.N.*, *Lisovskiy A.S.*, *Chernook V.I.* Results of Barents Sea airborne lidar survey. *Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. SPIE*. 2007, 6615, 126–136. doi:10.1117/12.740456
7. *Xu P.*, *Liu D.*, *Shen Y.* et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2020, 254, 107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201
8. *Kokhanenko G.P.*, *Balin Y.S.*, *Penner I.E.*, *Shamanaev V.S.* Lidar and *in situ* sensing of the upper layers of Baikal Lake water. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2011, 24(5), 478–486. doi:10.1134/S1024856011050083
9. *Schulien J.A.*, *Behrenfeld M.J.*, *Hair J.W.* et al. Vertically- resolved phytoplankton carbon and net primary production from a high spectral resolution lidar. *Optics Express*. 2017, 25, 13577–13587. doi:10.1364/OE.25.013577
10. *Zhou Y.*, *Chen Y.*, *Zhao H.* et al. Shipborne oceanic high-spectral-resolution lidar for accurate estimation of seawater depth-resolved optical properties. *Light: Science & Applications*. 2022, 11(261). doi:10.1038/s41377-022-00951-0
11. *Gordon H.R.* Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering. *Applied Optics*. 1982, 21(16), 2996–3001. doi:10.1364/AO.21.002996
12. *Burenkov, V.I.*, *Goldin, Y.A.*, *Artem'ev, V.A.* et al. Optical characteristics of the Kara Sea derived from shipborne and satellite data. *Oceanology,* 2010, 50, 675–687. doi:10.1134/S000143701005005X
13. *Burenkov V.I.*, *Goldin Yu.A.*, *Gureev B.A.*, *Sudbin A.I.* Basic ideas about the distribution of optical properties of the Kara Sea. *Oceanology*. 1995, 35(3), 376–387 (in Russian).
14. *Konik A.A.*, *Zimin A.V.*, *Atadzhanova O.A.* Spatial and temporal variability of the characteristics of the river plume frontal zone in the Kara Sea in the first two decades of the XXI century. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15(4), 23–41. doi:10.59887/fpg/38mu-zda7-dpep
15. *Glukhov V.A.*, *Goldin Yu.A.*, *Rodionov M.A.* Experimental estimation of the capabilities of the lidar PLD-1 for the registration of various hydro-optical irregularities of the sea water column. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2017, 10(2), 41–48. doi:10.7868/S207366731702006X (in Russian).
16. *Burenkov V.I.*, *Sheberstov S.V.*, *Artemiev V.A.*, *Taskaev V.R.* Estimation of measurement error of the seawater beam attenuation coefficient in turbid water of Arctic seas. *Light & Engineering*. 2019, 2, 55–60. doi:10.33383/2018–100
17. *Artemyev V.A.*, *Taskaev V.R.*, *Grigoriev A.V.* Autonomous transparent meter PUM-200. *Materials of the XVII international scientific and technical conference: Modern methods and means of oceanological research (MSOI-2021). P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS. Moscow*. 2021, 95–99 (in Russian).
18. *Goldin Y.A.*, *Glukhovets D.I.*, *Gureev B.A.* et al. Shipboard flow-through complex for measuring bio-optical and hydrological seawater characteristics. *Oceanology*. 2020, 60, 713–720. doi:10.1134/S0001437020040104
19. *Glukhov V.A., Goldin Yu.A.*, *Rodionov M.A.* Method of internal waves registration by lidar sounding in case of waters with two-layer sratification of hydrooptical characteristics. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14(3), 86–97. doi:10.7868/S2073667321030084 (In Russian).

Об авторах

ГЛУХОВ Владимир Алексеевич, РИНЦ AuthorID: 916467, ORCID ID: 0000-0003-4555-8879, Scopus AuthorID: 57191414331, WoS ResearcherID: GSD-4886-2022, vl.glukhov@inbox.ru

ГОЛЬДИН Юрий Анатольевич, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 58653, ORCID ID: 00000-0001-5731-5458, Scopus AuthorID: 6602648464, goldin@ocean.ru

ГЛИТКО Олег Викторович, ORCID ID: 0009-0005-2313-2326, glitko_kisin@mail.ru

АГЛОВА Евгения Андреевна, РИНЦ AuthorID: 1160772, ORCID ID: 0009-0008-6698-0386, Scopus AuthorID: 57396090100, aglova.ea@ocean.ru

ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 924346, ORCID ID: 0000-0001-5641-4227, Scopus AuthorID: 57193736311, glukhovets@ocean.ru

РОДИОНОВ Максим Анатольевич, кандидат физико-математических наук, РИНЦ AuthorID: 203807, ORCID ID: 0000-0002-7397-0548, Scopus AuthorID: 56034199200, maxim_rodionov@mail.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2023.16(4)-10

УДК 551.46.086

© *О. Б. Кудинов**, *М. Е. Ли*, 2023

Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, д. 2, Севастополь, 299011.
*kudinov_ob@mhi-ras.ru

РЕГИСТРАЦИЯ ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ФИТОПЛАНКТОНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ЗОНДИРУЮЩЕГО ИЗМЕРИТЕЛЯ

Поступила в редакцию 17.04.2023, после доработки 28.09.2023, принята в печать 20.11.2023

Аннотация

Дано описание основных оптических характеристик фитопланктона и окрашенного растворённого органического вещества. Обоснована необходимость одновременной регистрации флюоресценции пигментов фитопланктона и окрашенного растворённого органического вещества в морской воде *in situ*. Рассмотрены коммерческие приборы регистрации, осуществляющие регистрацию сигналов интенсивности флюоресценции фитопланктона *in situ*. В данной работе представлен разработанный экспериментальный зондирующий автономный многоканальный измеритель флюоресценции и рассеяния света в морской воде (ФР-1). В работе представлена функциональная схема разработанного измерителя, дано описание его основных узлов и принципов его работы. Разработанный измеритель позволяет квазиодновременно регистрировать большой набор параметров: спектры возбуждения флюоресценции фитопланктона, интенсивности флюоресценции пигментов фитопланктона (хлорофилл-*a*, фикоэритрина, фикоцианина, β-каротина), а также интенсивность флюоресценции окрашенного растворённого органического вещества и спектры показателя рассеяния света под углом 90°. Регистрация всех указанных параметров осуществляется из одного измерительного объёма, где в процессе зондирования в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция взвешенного вещества. Представлены результаты апробации разработанного измерителя и предложено направление дальнейших исследований с его использованием.

Ключевые слова: флюоресценция, фитопланктон, пигменты, хлорофилл-*a*, ОРОВ, показатель рассеяния, флюориметр, измеритель, зонд, модуль, спектр

UDC 551.46.086

© *O. B. Kudinov*, *M. E. Lee*, 2023

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 2 Kapitanskaya Str., Sevastopol, 299011, Russia
*kudinov_ob@mhi-ras.ru

REGISTRATION OF PHYTOPLANKTON FLUORESCENCE USING AN EXPERIMENTAL SOUNDING PROBE

Received 17.04.2023, Revised 28.09.2023, Accepted 20.11.2023

Abstract

The main optical characteristics of phytoplankton and colored dissolved organic matter are described. The necessity of simultaneous registration of fluorescence of phytoplankton pigments and colored dissolved organic matter in seawater *in situ* is substantiated. Commercial recording devices, realizing registration of signals of phytoplankton fluorescence intensity *in situ*, are considered. This paper presents the developed experimental probing autonomous multichannel multichannel meter of fluorescence and light scattering in seawater (FR1). The paper presents the functional scheme of the developed meter, describes its main assemblies and principles of its operation. The developed meter allows quasi-simultaneous registration of a large set of parameters: excitation spectra of phytoplankton fluorescence, fluorescence intensity of phytoplankton pigments (chlorophyll-*a*, phycoerythrin, phycocyanin, β-carotene), as well as fluorescence intensity of colored dissolved organic matter and spectra of light scattering index at an angle of 90°. Registration of all these parameters is carried out from one measuring volume, where the same composition of suspended matter is located in the process of probing at each specific moment of time. The paper presents the results of approbation of the developed meter and suggests the direction of further research using it.

Keywords: fluorescence, phytoplankton, pigments, chlorophyll-*a*, CDOM, scattering index, fluorimeter, meter, probe, module, spectrum

Ссылка для цитирования: *Кудинов О.Б.*, *Ли М.Е.* Регистрация флюоресценции фитопланктона с использованием экспериментального зондирующего измерителя // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 116–128. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-10

For citation: *Kudinov O.B.*, *Lee M.E.* Registration of Phytoplankton Fluorescence Using an Experimental Sounding Probe. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 4, 116–128. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-10

1. Введение

Одними из наиболее трудных и важных проблем, с которыми сталкиваются большинство современных приморских регионов, являются проблемы охраны окружающей среды и создание эффективных способов мониторинга и прогноза состояния вод Мирового океана. Учитывая особенности отдельно взятых акваторий, увеличение антропогенного воздействия на экосистему приводит к специфическим последствиям: к возможной прогрессирующей эвтрофикации, снижению концентрации кислорода, в развитии вредоносных водорослей, появлении инвазивных видов, увеличение радиационного фона. В этой связи мониторинг состояния абиотических и биотических характеристик морской экосистемы, осуществляемый с помощью комплекса наблюдательных систем, поиск путей управления биологической продуктивностью океана, а также разработка новых методов океанологических исследований являются важными составляющими современной океанологии и экологии.

Основным чувствительным к изменениям компонентом водных экосистем является фитопланктон — одноклеточные микроводоросли, не способные оказывать сопротивление течению, обитающие поодиночно или в колониях, имеющих вид цепочек, нитей или шаров. Размеры клеток фитопланктона варьируются от 0,02 до 1000 мкм [1]. Фитопланктон представляет собой таксономически разнообразную группу, состоящую из более чем десяти тысяч видов и таксонов. К нему также относятся цианобактерии, другое их название — сине-зелёные водоросли, а также зелёные серные бактерии. Фитопланктон продуцирует первичную продукцию [2] и сам является первичным звеном в трофической цепи, обуславливая биопродуктивность акваторий. Он также обладает высокой чувствительностью к присутствию загрязнителей в окружающей среде, а также к изменениям климата и светового режима [3]. Фитопланктон выступает в роли биосорбента, поглощающего радиоактивные нуклиды, приводя к очищению загрязнённого радиацией водоёма [4, 5]. Фитопланктон и продукты его жизнедеятельности являются одними из основных первичных гидрооптических компонентов, характеризующих оптические свойства вод [5]. Фитопланктон, в большинстве случаев, является фотоавтотрофом, т. е. организмом, синтезирующим органические соединения из неорганических, используя для этого энергию поглощённых квантов света (фотосинтез), поэтому он обитает в верхнем эвфотическом слое Мирового океана, на глубинах не более 200 м. Клетки фитопланктона содержат пигменты, участвующие в процессе фотосинтеза.

Основные пигменты фитопланктона: хлорофиллы (Хл-*a*, -*b*, -*c*1, -*c*2); фикобилины — фикоэритрин (ФЭ) и фикоцианин (ФЦ); каротины (напр. β-каротин); ксантофиллы (напр. фукоксантин, перидинин, диадиноксантин); бактериохлорофиллы (БХл-*a*, -*b*).

Пигменты подразделяются на фотосинтезирующие и фотопротекторные [7]. Фотосинтезирующие используют энергию поглощённых квантов света для фотосинтеза, вторые поглощают избыточную световую энергию, защищая клетку. Фотопротекторные пигменты не испускают флюоресцентное излучение. Избыточная энергия частично испускается в виде теплового излучения и частично передаётся на молекулы хлорофилла для излучения в виде флюоресценции. Содержание фотосинтезирующих пигментов не постоянно и варьируется в зависимости от сезона, условий внешней среды, фазы жизненного цикла [8]. Хлорофилл-*a* является основным фотосинтезирующим пигментом. Его содержание в клетке, по отношению к другим пигментам, у большинства таксонов, превышает 90%. Именно поэтому Хл-*a* является важнейшим параметром, который используется для оценки биомассы фитопланктона, для расчёта первичной продукции океанов и морей.

Основными оптически регистрируемыми параметрами пигментов фитопланктона является поглощение и излучение света. Поглощение световой энергии пигментами осуществляется избирательным образом и зависит от молекулярной структуры конкретного пигмента. Хлорофиллы имеют два максимума поглощения: в красной 650–700 нм и синей области спектра 380–480 нм, как и БХл с диапазонами 320–470 нм и 630–800 нм, соответственно. Фикоэритрин имеет один максимум поглощения в зелёной: 490–570 нм области спектра и фикоцианин — в оранжево-красной: 600–640 нм. Каротины могут выполнять несколько функций: поглощают в синей области спектра (400–500 нм), передают часть поглощённой энергии на молекулы хлорофилла, принимают участие в фототаксисе [9]. Ксантофиллы относится к фотопротекторным пигментам и также поглощают свет в синей области спектра. Излучение световой энергии пигментами осуществляется в процессе фотосинтеза. Спектры флюоресценции являются важным детектируемым параметром, служащим для определения концентрации того или иного пигмента. В табл. 1 на основе данных из литературных источников [10, 19] представлены максимумы поглощения и флюоресценции основных пигментов фитопланктона. По концентрации пигментов в клетке фитопланктона возможно определить её принадлежность к конкретному отделу [11], т. к. разные отделы фитопланктона имеют различное содержание фотосинтетических пигментов [10, 12].

Таблица 1

Table 1

Максимумы поглощения и флюоресценции основных пигментов фитопланктона [10, 19]
Absorption and fluorescence maxima of main pigments of phytoplankton [10, 19]

Наименование пигмента	Максимумы поглощения в 100 % ацетоне, нм	Максимумы флюоресценции, нм
Хл-*a*	430; 662	680–685
Хл-*b*	457; 645,5	653 (в ацетоне)
Хл-*c*1	446; 578–629	633; 694 (в ацетоне)
Хл-*c*2	449; 581–629	635; 696 (в ацетоне)
β-каротин	454–480	530
Фикоцианин	610–635 (Водный экстракт)	634–641
Фикоэритрин	495–560 (Водный экстракт)	580–587
Бхл-*a*	358; 769	907–915
Бхл-*b*	368; 407; 582; 795	1040
Бхл-*c*	433; 663	775

Основные методы современного биомониторинга акваторий сосредоточены на определении «биооптических характеристик», к которым относятся: спектральное поглощение океанской воды, поглощение растворённым органическим веществом (РОВ) и детритом, показатель рассеяния назад взвешенными частицами и концентрация Хл-*a* [13]. При этом спутниковые методы биооптических наблюдений в основном сконцентрированы на приповерхностном слое морской воды [14]. Тогда как вертикальная структура распределения этих параметров, а также пигментов фитопланктона, их сезонная и межгодовая изменчивость изучена недостаточно [15–18]. Спектральное поглощение океанской воды складывается из суммы показателей поглощения чистой воды кЧВ(λ), фитопланктона кПФ(λ), растворённого органического вещества кРОВ(λ), минеральной взвеси кМВ(λ) и детрита кД(λ):

$$к(\lambda) = кЧВ(\lambda) + кПФ(\lambda) + кРОВ(\lambda) + кМВ(\lambda) + кД(\lambda).$$

Показатель поглощения минеральными частицами очень мал и их вкладом в общее поглощение обычно пренебрегают. А суммарное поглощение детритами и РОВ рассматривают совместно. При этом поглощение РОВ имеет доминирующее значение. Таким образом, показатель поглощения морской водой определяется тремя составляющими: чистой водой, растворённым органическим веществом и фитопланктоном. При этом переменными являются только две из них — фитопланктон и РОВ [20].

Традиционным методом анализа фитопланктона *in situ* в различных акваториях является метод контактного зондирования, основанный на измерении интенсивности флюоресценции (ИФ) пигментов фитопланктона, который позволяет оперативно получать информацию о его вертикальном распределении до глубин, недоступных другим методам. Основными параметрами, обуславливающими регистрацию ИФ пигментов фитопланктона, являются их спектральные диапазоны поглощения и излучения флюоресценции, внутриклеточная композиция пигментов и их количественное соотношение. Однако зависимость ИФ фитопланктона от концентрации конкретного пигмента непостоянна и зависит от множества факторов, таких как: климатическая зона, сезон, типа водоёма, условий роста клеток, таксономический состав, их физиологическое состояние, возраст, условия глубинной освещённости, минеральная обстановка, а также концентрация РОВ, которое поглощает свет в том же спектральном диапазоне, что и хлорофиллы. Поэтому при оценке концентраций Хл-*a* флюоресцентным методом необходимо делать соответствующую коррекцию.

РОВ — включает в себя белки, аминокислоты [21], нуклеиновые кислоты, фенолы, гуминовые соединения и некоторые пигменты [22]. Концентрация РОВ в морской воде варьируется от количества и частоты осадков, обилия речного стока, а также от антропогенного воздействия [23, 24]. Оптические свойства РОВ мало отличаются для различных акваторий [25]. Оптически измеряемым компонентом РОВ в воде является окрашенное РОВ — ОРОВ (*англ.* colored dissolved organic matter — CDOM) которое представляет собой наиболее стойкую фракцию молекул [26]. Флюоресцирующая часть ОРОВ (*англ.* fDOM), также известна как хромофорное растворенное органическое вещество, или жёлтое вещество (ЖВ). Жёлтое вещество составляет от 60 до 90 % от общего содержания РОВ в морской воде [27]. ЖВ поглощает в ультрафиолетовой и синей областях спектра. Содержание ЖВ позволяет судить о биологической продуктивности, экологической чистоте и о внутренней динамике исследуемых акваторий [28]. РОВ в морской воде уменьшает интенсивность света, проникающего в воду. Очень высокие концентрации РОВ могут оказывать угнетающее

влияние на фотосинтез фитопланктона и ингибировать его рост. Но также РОВ поглощает вредное УФ излучение, защищая клетки микроводорослей от повреждения. ИФ ОРОВ может быть зарегистрирована из космоса, с использованием спутников дистанционного зондирования.

В настоящее время разрабатываются методы повышения точности оценки концентрации Хл-*a* по данным спектральных измерений флюоресценции [29]. У современных коммерческих флюориметров в дополнение к стандартному каналу регистрации Хл-*a*, появляются дополнительные каналы, направленные на регистрацию ИФ других фотосинтезирующих пигментов фитопланктона, а также РОВ, мутности, фотосинтетически активной радиации (ФАР), концентрации растворённого кислорода. Дополнительные данные позволяют производить коррекцию концентрации Хл-*a* на нефотохимическое тушение [30, 31], получать информацию о физиологическом состоянии фитопланктона [32].

На мировом рынке широко представлены различные зондирующие измерители флюоресценции, которые обладают несколькими общими недостатками, присущими почти всем приборам иностранного производства. Эти недостатки можно условно разделить на три категории: 1) эксплуатационные — неудобство и сложности использования аппаратуры в экспедиционных условиях; выход из строя основных узлов, ремонт или замена которых требует отправки прибора изготовителю; 2) метрологические — характеристики, имеющие срок годности и искажающиеся со временем, калибровку которых возможно произвести только у производителя или в сертифицированной лаборатории; 3) научно-технические — малочисленность измерительных каналов; измерения осуществляются в разных точках пространства; низкая дискретность измерений; низкая чувствительность, высокий уровень шумов. С учётом известных недостатков приборов-аналогов и с целью сокращения импортозависимости, в отделе оптики и биофизики моря Федерального Исследовательского Центра Морского Гидрофизического Института РАН разработан экспериментальный образец спектрального зондирующего измерителя флюоресценции пигментов фитопланктона, РОВ и упругого рассеяния света в морской воде (ФР-1).

2. Материалы и методы

В основу разработки флюориметра ФР-1 положен запатентованный способ одновременного определения концентрации пигментов фитопланктона, растворённого органического вещества и размерного состава взвеси в морской воде [33]. Разработанный флюориметр работает по схеме регистрации флюоресценции под углом 90°, которая позволяет минимизировать собственную засветку. Регистрация излучения флюоресценции осуществляется с использованием фотоэлектронного умножителя (ФЭУ) R6357 (Hamamatsu). На рис. 1 представлены функциональная схема и фотография внешнего вида разработанного экспериментального флюориметра ФР-1.

Плоскопараллельные пучки возбуждающего света от двух светодиодов (четырёхцветного, RGBA и ультрафиолетового), с максимумами на: 365, 457, 523, 592 и 623 нм соответственно, формируемые коллимирующими линзами, излучаются под углом 90° по отношению к фотоприёмному объективу. Регистрируемое излучение поступает через линзу-коллиматор и фокусируется на фотокатоде ФЭУ. Спектральная селекция сигналов осуществляется с помощью вращающегося диска со светофильтрами, установленного перед окном ФЭУ. Использованы следующие светофильтры (ГОСТ 9411–91): УФС5 (220–380 нм), СЗС20+ЖС11 (410–520 нм), СЗС22+ЖС17 (490–565 нм), ОС11+СЗС23 (540–610 нм), КС11 (610–800 нм) и КС17 (665–800 нм). В табл. 2 представлены регистрируемые параметры в зависимости от спектров возбуждения и регистрации. Спектральные диапазоны светодиодов указаны в заголовке таблицы.

Разработанный флюориметр обеспечивает:

– измерение интенсивности флюоресценции пигментов фитопланктона и окрашенного растворённого органического вещества в оптически чистых водах при высокой фоновой освещённости, спектрально неотделимой от измеряемой величины;

– селективную чувствительность к сигналам высокой и низкой интенсивности при регистрации сигналов рассеяния и флюоресценции, при соотношении сигнал/шум на уровне не менее 75 дБ, а также обеспечивая на порядок большую величину уровней сигналов по отношению к фону, благодаря специально-разработанному световому ограждению;

– спектральную селективность для регистрации сигналов с перекрывающимися спектрами;

– регистрацию спектров возбуждения флюоресценции фитопланктона, а также показателей рассеяния света под углом 90° на пяти спектральных участках;

– регистрацию данных на всех каналах из одного и того же измерительного объёма, в котором в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция взвешенного вещества.

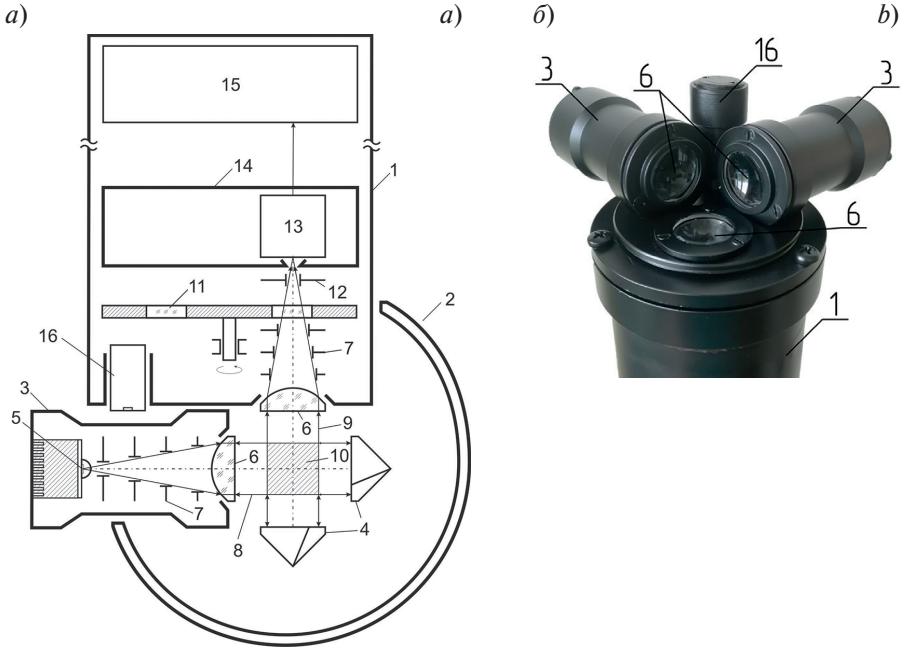


Рис. 1. Функциональная схема (*а*) и фотография внешнего вида флюориметра ФР-1 (*б*): 1 — герметичный корпус; 2 — световое ограждение; 3 — излучатели; 4 — триппель-призмы; 5 — светодиод на радиаторе; 6 — линза коллиматор; 7 — апертурные диафрагмы; 8 — возбуждающее излучение; 9 — регистрируемое излучение; 10 — измерительный объём; 11 — диск со светофильтрами; 12 — диафрагма; 13 — ФЭУ; 14 — электромагнитный экран для защиты ФЭУ; 15 — модуль накопления данных, ЛАКУНА; 16 — датчик давления

Fig. 1. Functional diagram (*a*) and photo of the appearance of the fluorimeter FR-1 (*b*): 1 — hermetic case; 2 — light barrier; 3 — ligth emitters; 4 — trippel prisms; 5 — LED on radiator; 6 — collimator lens; 7 — aperture diaphragms; 8 — excitation radiation; 9 — registered radiation; 10 — measuring volume; 11 — disk with light filters; 12 — diaphragm; 13 — PMT; 14 — electromagnetic screen for PMT protection; 15 — data accumulation module, LACUNA; 16 — pressure sensor

Таблица 2

Table 2

Теоретически регистрируемые параметры при комбинации светодиодов и светофильтров, использованных во флюориметре ФР-1

Theoretically recorded parameters with the combination of LEDs and light filters used in the fluorimeter FR-1

	Светодиоды					
Светофильтры	360–390 нм (УФ)		425–470 нм (СИН)	500–550 нм (ЗЕЛ)	565–600 нм (ОРАН)	595–645 нм (КРАС)
220–380 нм (УФС5)	b_{p90}					
410–520 нм (СЗС20+ЖС11)	Спектр ОРОВ	ОРОВ	b_{p90}			
490–565 нм (СЗС22+ЖС17)			Каротины	b_{p90}		
540–610 нм (ОС11+СЗС23)		Нефтепродукты [34, 35]		ФЭ	b_{p90}	
610–800 нм (КС11)					ФЦ	b_{p90}
665–800 нм (КС17)		БХл	Хл-*а* (син. пик)		ФЦ	Хл-*а* (красн. пик)
	Спектр возбуждения флюоресценции					

Разработанный флюориметр ФР-1 позволяет получать синхронные данные об ИФ пигментов фитопланктона, матрицу возбуждения/регистрации флюоресценции фитопланктона, ИФ ОРОВ и спектр возбуждения флюоресценции ОРОВ, ИФ растворённых нефтепродуктов, которые могут быть зарегистрированы в этом спектральном диапазоне [34, 35] и спектры показателя рассеяния света взвешенными частицами (b_{p90}) под углом 90°. Все данные регистрируются из одного и того же измерительного объёма, где, в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция взвешенного и растворённого вещества, что и является одним из основных отличий измерителя ФР-1 от других коммерческих флюориметров. Заре-

гистрированные сигналы интенсивности флюоресценции, с использованием математической обработки, учитывающей спектральную чувствительность ФЭУ, изменяемый коэффициент усиления сигнала, темновой ток, фоновую засветку, пересчитываются в единицы катодного тока ФЭУ. Зарегистрированные данные после выполнения такой обработки сопоставимы между собой. Дальнейший пересчёт этих значений в физические величины осуществляется с использованием регрессионных соотношений, полученных в результате выполнения соответствующих градуировок.

Разработанный флюориметр ФР-1 является автономным зондирующим измерителем, благодаря использованию универсального модуля ЛАКУНА [36] в его составе, который обеспечивает регистрацию и индикацию данных, поступающих от измерительного блока. По результатам зондирований на встроенном экране отображается вертикальный профиль выбранного параметра, что позволяет оценить необходимость повторного или прицельного зондирования, определить горизонты, на которых необходимо осуществить отбор проб воды. Зондирования ФР-1 могут выполняться совместно с гидрологическими работами на всех станциях при любых условиях освещённости. Работы производятся с борта судна с использованием судовой лебёдки или фала, до глубин не более 250 м. Скорость опускания прибора должна составлять 0,15–0,20 м/с. Разработанный флюориметр ФР-1 позволяет изучать структуру поля флюоресценции с пространственными масштабами порядка 10 см и более при временных масштабах порядка секунды и более. Флюориметр ФР-1, также, может быть использован в лабораторных условиях, с пробами, благодаря специально разработанной приставке кюветодержателю.

3. Результаты и обсуждение

Разработанный измеритель апробирован [37–39] в долговременных морских экспедициях на НИС «Профессор Водяницкий», где было выполнено более 300 зондирований, в результате которых были получены вертикальные профили ИФ Хл-*а*, фикоэритрина, фикоцианина, ИФ РОВ и спектры показателя рассеяния света под углом 90°. Примеры получаемых данных, с использованием ФР-1, приведены на рис. 2. Данные представлены в о. е. фотокатодного тока ФЭУ и сопоставимы между собой. Данные представлены без применения корректирующих поправок и без пересчёта в физические величины, для демонстрации качества получаемых данных.

Вертикальные профили (рис. 2, *а–з*) получены на станции № 87, 114-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» (ПВ114), который проходил с 15 сентября по 10 октября 2020 г. Данная станция характеризовалась залеганием термоклина на глубине 12–15 м. Максимум ИФ Хл-*а* наблюдался на глубине 35–38 м.

Глубина эвфотического слоя составляла 50–55 м. На рис. 2, *и–к* представлены результаты лабораторных измерений спектров возбуждения флюоресценции монокультуры фитопланктона *Prorocentrum cordatum* (Ostenfeld) J.D. Dodge, 1976: 118, из коллекции ИнБЮМ РАН. Полученные спектры возбуждения соответствуют аналогичным спектрам, полученным другими авторами и описанными в литературе [40], что подтверждает верность получаемых данных.

Измеритель ФР-1 обладает достаточно широкими спектрами пропускания в полосе регистрации флюоресценции, в следствии чего, полученные данные носят интегральный характер. Для оценки спектров, интегральные величины которых регистрируется флюориметром ФР-1, была собрана экспериментальная установка, состоящая из измерителя ФР-1 и подключённого к нему, в качестве регистратора, монохроматора ML-44 (Solar). На рис. 2, *к* представлены спектры флюоресценции монокультуры *Prorocentrum cordatum* (Ostenfeld) J.D. Dodge, 1976: 118, зарегистрированные с помощью ML-44, при возбуждении светодиодами ФР-1 и при регистрации через светофильтр КС17, с диапазоном пропускания (650–800 нм).

Как видно из рис. 2, *к*, при возбуждении флюоресценции красным светодиодом, к спектру флюоресценции монокультуры примешивается длинноволновая часть спектра упругого рассеяния, прошедшая через светофильтр КС17. Также вклад этого рассеяния наблюдается в виде постоянной «подставки» на графике вертикального профиля возбуждения флюоресценции (рис. 2, *г*), при возбуждении светом с доминантной длиной волны 623 нм. Для коррекции данного эффекта разработан специальный математический алгоритм, применяемый к данным.

Градуировка канала регистрации ИФ Хл-*а* флюориметра ФР-1 выполнена на растворе монокультуры *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve 1873:7 (из коллекции ИнБЮМ РАН), выращенной при постоянных внешних условиях (температуре и освещённости), рис. 3. Данная монокультура является характерной для Чёрного моря. Монокультура была адаптирована к темноте в течение 15-ти минут.

Измерения проводились в фильтрованной морской воде, в которую на каждом шаге измерений добавлялось сначала по 50 мл, позже — по 100 мл высокой концентрации монокультуры, после чего раствор тщательно перемешивался.

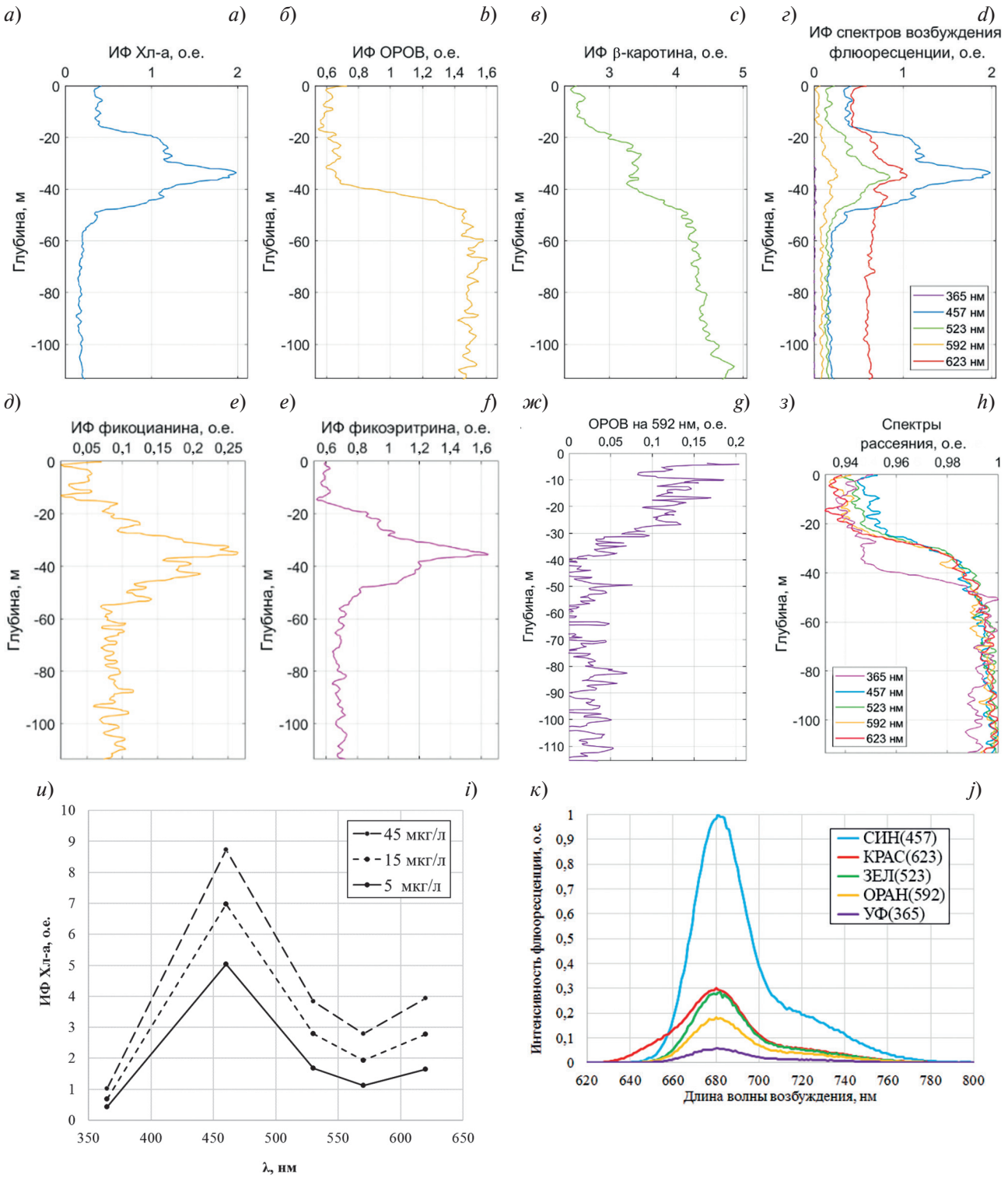


Рис. 2. Данные, полученные с использованием измерителя ФР-1: *а–з* — вертикальные профили для станции № 87, ПВ114; *и* — спектры возбуждения флюоресценции монокультуры *P. cordatum* (J.D. Dodge 1976: 118), измеренные в лабораторных условиях; *к* — спектры флюоресценции монокультуры *P.cordatum* (Ostenfeld) J.D. Dodge 1976: 118, зарегистрированные с использованием монохроматора ML-44 (Solar) подключённого в качестве приёмника к флюориметру ФР-1

Fig. 2. Data obtained using the FR-1 meter: *a–h* — vertical profiles for station No. 87, of the R/V PV114; *i* — fluorescence excitation spectra of P.cordatum monoculture (J.D. Dodge 1976: 118) measured in laboratory conditions; *j* — fluorescence spectra of *P. cordatum* monoculture (Ostenfeld) J.D. Dodge 1976: 118. Dodge 1976: 118), measured in laboratory conditions; *k* — fluorescence spectra of P.cordatum (Ostenfeld) monoculture J.D. Dodge 1976: 118, recorded using monochromator ML-44 (Solar) connected as a receiver to fluorimeter FR-1

Измерения проводились при температуре 20 °С. Концентрация Хл-*а* монокультуры определялась спектрофотометрическим методом. Измерения проводились в темноте в течение 3–5 мин, за которые в среднем были получены 56 измерений. Коэффициент вариации выборки для канала возбуждения на 459 нм составил 2,5 %, что говорит о малой дисперсии данных. Диапазон измеренных концентраций Хл-*а* составил: 0–45 мкг/л, в котором наблюдалась линейная зависимость ИФ Хл-*а* от концентрации Хл-*а*. Определена чувствительность ФР-1 к минимальным значениям концентрации Хл-*а*, которая составила: 0,01–0,012 мкг/л.

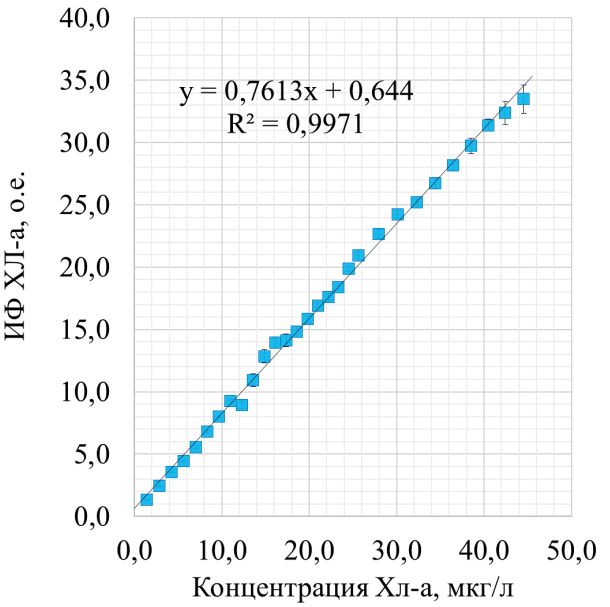


Рис. 3. Градуировочная характеристика канала регистрации ИФ Хл-*а*, разработанного измерителя ФР-1

Fig. 3. Gradient characteristic of the channel of registration of IF Chl-*a*, developed meter FR-1

Пересчёт измеренных сигналов рассеяния, в единицы показателя рассеяния света под углом 90° (рис. 4) осуществляется с использованием двухпараметрическая модели рассеяния О.В. Копелевича, которая представлена в его докторской диссертации [41].

По табличным значениям построена зависимость показателя рассеяния света от длины волны при заданных входных параметрах: концентрации взвеси, содержащей в морской воде и доли фракций в объёмной концентрации мелкой (с радиусом частиц менее 1 мкм) и крупной (с радиусом частиц более 1 мкм) фракций взвеси. Эмпирически была получена формула регрессионной зависимости: $y = 1324 \cdot x^{-2,357}$, по параметрам которой осуществляется пересчёт измеренных сигналов рассеяния света в морской воде в величины показателя рассеяния света, соответственно для каждого канала возбуждения. Показатель рассеяния света под углом 90° имеет максимальные значения в ультрафиолетовой области спектра и минимальные в длинноволновой области спектра, что согласуется с данными модели рассеяния О.В. Копелевича. Оценка размеров рассеивающих частиц осуществляется

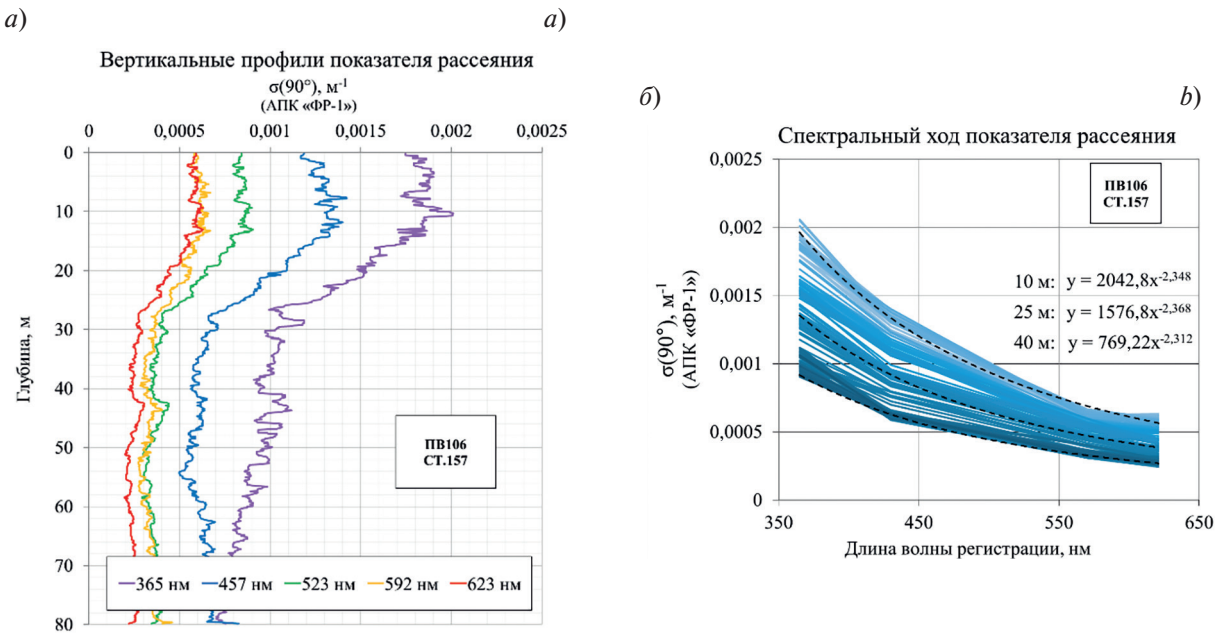


Рис. 4. Показатель рассеяния света в морской воде под углом 90°, для ст.№ 157, 106-го рейса НИС «Профессор Водяницкий»: *а* — вертикальный профиль; *б* — спектральный ход по глубине

Fig. 4. Light scattering index in sea water at an angle of 90°, for station No. 157, 106th voyage of the R/V 'Professor Vodyanitsky': *a* — vertical profile; *b* — spectral variations by depth

по показателю степени при длине волны. Количество взвешенных частиц оценивается из показателя рассеяния. Непосредственный расчёт показателя рассеяния взвешенными частицами (b_{p90}) планируется осуществить в перспективе.

4. Заключение

Регистрация сигналов флюоресценции живой многокомпонентной среды, представляющей собой систему со множеством обратных связей, предъявляет как высокие требования к зондирующей аппаратуре, так и к качеству и количеству регистрируемых параметров. Для описания такой сложной системы, с приемлемой точностью, требуется знания не только о концентрации Хл-*a*, но и о других пигментах фитопланктона.

Решение задачи повышения точности определения концентрации Хл-*a* и других пигментов фитопланктона, при регистрации флюоресцентными методами, а также задача таксономической дискриминации *in situ*, видится в проведении комплексных измерений набора гидрооптических параметров, совмещённых с отбором проб, для последующего анализа на видовой и пигментный состав, с привлечением к обработке данных современных вычислительных мощностей и нейросетевых алгоритмов.

Разработанный экспериментальный образец спектрального зондирующего измерителя флюоресценции ФР-1, в отличие от существующих коммерческих флюориметров, реализует комплексную одновременную регистрацию интенсивности флюоресценции пигментов фитопланктона, окрашенного растворённого органического вещества и показателя рассеяния света под углом 90° на пяти спектральных участках. ФР-1 является исследовательским прибором, позволяя изменять алгоритм регистрации в зависимости от задач исследования. В базовом исполнении реализован алгоритм регистрации спектров возбуждения флюоресценции, ИФ пигментов фитопланктона, ИФ ОРОВ, показателя рассеяния света под углом 90° (для задач определения размерного состава взвеси и разделения флюоресцирующей и не флюоресцирующей взвеси). Выполнена градуировка канала регистрации ИФ Хл-*a*. Линейный диапазон определения концентрации Хл-*a* составил: 0–45 мкг/л, при чувствительности: 0,01–0,012 мкг/л. Осуществлён пересчёт измеренных сигналов рассеяния света в морской воде в величины показателя рассеяния света. Спектральный ход показателя рассеяния света, измеренного с использованием ФР-1, согласуется с моделью рассеяния О.В. Копелевича. По показателю степени при длине волны выполняется оценка размеров рассеивающих взвешенных в воде частиц.

К недостаткам данного измерителя можно отнести широкие спектральные диапазоны возбуждения и регистрации и, как следствие, регистрацию интегрального сигнала флюоресценции по спектру (рис. 2, *к*). Данный недостаток можно легко исправить заменой светофильтров на узкополосные, однако это повлечёт за собой ухудшение чувствительности.

Дальнейшее развитие работ с разработанным измерителем ФР-1 видится в выполнении метрологических работ, выполнении коррекции сигналов флюоресценции на поглощение РОВ и тушение флюоресценции, учёт влияния комбинационного рассеяния света чистой водой. А также проведение исследовательской работы по возможности таксономической дискриминации фитопланктона на основе данных, получаемых от данного измерителя.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме: FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология», ФГБУН ФИЦ МГИ); FNNN-2021-0004, данные получены в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»).

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Federal State Budgetary Scientific Institution FITS MGI No. FNNN-2021-0003 'Development of methods of operational oceanology based on interdisciplinary studies of the processes of formation and evolution of the marine environment and mathematical modeling using data from remote and contact measurements' (code 'Operational oceanology'); FNNNN-2021-0004, data were obtained during voyages of the R/V 'Professor Vodyanitsky' (Collective Use Centre 'R/V Professor Vodyanitsky' of the Federal State Budgetary Institution of Science Federal Research Centre 'A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas RAS').

Литература

1. *Sieburth J.M.N.*, *Smatacek V.*, *Lenz J.* Pelagic ecosystem structure: Heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions // Limnology and Oceanography. 1978. Vol. 23, Iss. 6. P. 1256–1263. doi:10.4319/lo.1978.23.6.1256
2. *Geider R.J., Delucia E.H., Falkowski P.G.* et al. Primary productivity of planet earth: biological determinants and physical constraints in terrestrial and aquatic habitats // Global change biology. 2001. Vol. 7, N 8. P. 849–882. doi:10.1046/j.1365-2486.2001.00448.x
3. *Попик А.Ю.* Динамика спектров лазерной индуцированной флуоресценции хлорофилла-а фитопланктона в условиях меняющихся параметров внешней среды: дис. ... канд. физ.-мат. наук. Институт автоматики и процессов управления. Владивосток, 2015. 145 с.
4. *Сафонов А.В., Огнистая А.В., Болдырев К.А. и др.* Роль фитопланктона в самоочищении водоемов с радионуклидным загрязнением // Радиохимия. 2022. Т. 64, № 2. С. 120–132.
5. *Евтушенко Н.Ю.*, *Кузьменко М.И.*, *Сиренко Л.А.* Гидроэкологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС. Киев: Наукова думка, 1992. 267 с.
6. *Левин И.М.* Малопараметрические модели первичных оптических характеристик морской воды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2014. Т. 7, № 3. С. 3–22.
7. *Чурилова Т.Я.*, *Финенко З.З.*, *Акимов А.И.* Пигменты микроводорослей // Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования / НАН Украины, Институт биологии южных морей. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. С. 301–319.
8. *Дымова О.В.*, *Головко Т.К.* Фотосинтетические пигменты: функционирование, экология, биологическая активность // Известия Уфимского научного центра РАН. 2018. № 3–4. С. 5–16.
9. *Pfennig N.* Photosynthetic bacteria // Annual Reviews in Microbiology. 1967. Vol. 21, N 1. C. 285–324. doi:10.1146/annurev.mi.21.100167.001441
10. *Jeffrey S.W.* Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures // Phytoplankton pigments in oceanography — Guidelines to modern methods. 1997. P. 37–84.
11. *Harrison J.W.* et al. Improved estimates of phytoplankton community composition based on in situ spectral fluorescence: use of ordination and field-derived norm spectra for the bbe FluoroProbe // Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 2016. Vol. 73, N 10. C. 1472–1482. doi:10.1139/cjfas-2015-0360
12. *Brown M.R., Jeffrey S.W., Volkman J.K. et al.* Nutritional properties of microalgae for mariculture // Aquaculture. 1997. Vol. 151, N 1–4. P. 315–331. doi:10.1016/S0044-8486(96)01501-3
13. *Копелевич О.В., Салинг И.В.*, *Вазюля С.В.* и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. Москва: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. 140 с.
14. *Лаврова О.Ю.*, *Митягина М.И.*, *Костяной А.Г.* Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М.: ИКИ РАН, 2016. 334 с.
15. *Ли М.Е.*, *Ли Р.И.*, *Мартынов О.В.* Определение биооптических свойств вод по измерениям спектральных характеристик флюоресценции и рассеяния света в морской среде // Системы контроля окружающей среды. 2014. № 20. С. 74–83.
16. *Берсенева Г.П.*, *Крупаткина Д.К.* Особенности распределения пигментов фитопланктона в восточной части Черного моря в ранний летний период // Экология моря. 1990. Т. 35. С. 1–7.
17. *Petit F.*, *Uitz Ju.*, *Schmechtig C.* et al. Influence of the phytoplankton community composition on the in situ fluorescence signal: Implication for an improved estimation of the chlorophyll-a concentration from BioGeoChemical-Argo profiling floats // Frontiers in Marine Science. 2022. Vol. 9. P. 959131. doi:10.3389/fmars.2022.959131
18. *Финенко З.З.*, *Чурилова Т.Я.*, *Ли Р.И.* Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море // Морской экологический журнал. 2005. Т. 4, № 1. С. 15–46.
19. *Taniguchi M.*, *Lindsey J.S.* Absorption and Fluorescence Spectral Database of Chlorophylls and Analogues // Photochemistry and Photobiology. 2021. Vol. 97, Iss. 1. P. 136–165. doi:10.1111/php.13319
20. *Монин А.С.* Оптика океана: В 2-х т. М.: Наука, 1983. Т. 1. Физическая оптика океана — 371 с.; Т. 2. Прикладная оптика океана — 236 с.
21. *Тен Г.Н.*, *Глухова О.Е.*, *Слепченков М.М.*, *Щербакова Н.Е.*, *Баранов В.И.* Теоретическое исследование влияния воды на структуру и спектры флуоресценции L-триптофана // Оптика и спектроскопия. 2016. Т. 121, № 4. С. 655–662. doi:10.7868/S0030403416100263
22. *Горшкова О.М.*, *Панаева С.В.*, Федосеева Е.В. и др. Флуоресценция растворенного органического вещества природной воды // Вода: Химия и экология. 2009. Т. 11, № 17. С. 31–37.
23. Joseph J. Extinction measurements to indicate distribution and transport of water masses // Proceedings UNESCO Symposium on Physical Oceanography Tokyo. 1955. P. 59–75.

24. *Kalle K.* Zum problem der meereswasser farbe // Ann. Hydrol. Mar. Mitt. 1938. Vol. 66. P. 1–13.
25. *Кононович С.И.*, *Науменко Е.К.*, *Плюта В.Е.* Исследование информативности спектров яркости выходящего излучения относительно содержания рассеивающих и поглощающих компонентов морской воды // Журнал прикладной спектроскопии. 1988. Т. 48, № 1. С. 127–133.
26. *Скопинцев Б.А.* Современные достижения в изучении органического вещества вод океанов // Океанология. 1971. Т. 11, № 6. С. 939–956.
27. *Oestreich W.K.*, *Ganju N.*, *Pohlman J.* et al. Colored dissolved organic matter in shallow estuaries: relationships between carbon sources and light attenuation // Biogeosciences. 2016. Vol. 13, N 2. P. 583–595. doi:10.5194/bg-13-583–2016
28. *Акулова О.Б.*, *Букатый В.И.*, *Попов К.П.* Содержание растворённого органического вещества в водоёмах разного трофического уровня // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2017. № 3(149). С. 100–106.
29. *Glukhovets D.I.*, *Goldin Y.A.* Express method for chlorophyll concentration assessment // Journal of Photochemistry and Photobiology. 2021. T. 8. P. 100083. doi:10.1016/j.jpap.2021.100083
30. *Моисеева Н.А.*, *Чурилова Т.Я.*, *Ефимова Т.В.*, *Маторин Д.Н.* Коррекция тушения флуоресценции хлорофилла-а в верхнем перемешанном слое моря: разработка алгоритма // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1(211). С. 66–74. doi:10.22449/0233-7584-2020-1-66-74
31. *Carberry L.*, *Roesler C., Drapeau S.* Correcting in situ chlorophyll fluorescence time-series observations for nonphotochemical quenching and tidal variability reveals nonconservative phytoplankton variability in coastal waters // Limnology and Oceanography Methods. 2019. Vol. 17. P. 462–473. doi:10.1002/lom3.10325
32. *Никонова Е.Э.*, *Тихонова Т.Н.*, *Давыдов Д.А.*, *Фадеев В.В.* Применение метода индукции и релаксации флуоресценции (FIRe) для мониторинга вредоносных цветений фитопланктона // Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации. 2019. С. 825–826.
33. Патент № 2775809 C1 Российская Федерация, МПК G01N21/64. Способ определения концентрации фотопигментов фитопланктона, растворённого органического вещества и размерного состава взвеси в морской воде in situ: № 2021124358: заявл. 13.08.2021: опубл. 11.07.2022 / М. Е.Г. Ли, О.Б. Кудинов; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН».
34. *Steffens J., Landulfo E.*, *Courrol L.*, *Guardani R.* Application of fluorescence to the study of crude petroleum // Journal of Fluorescence. 2011. Vol. 21. P. 859–864. doi:10.1007/s10895-009-0586-4
35. *Hadi N.M.*, *Mohammed A.Z.*, *Rasheed F.F.*, *Younis S.I.*. Determination of absorption and fluorescence spectrum of Iraqi Crude oil // American Journal of Physics and Applications 2016. Vol. 4, Iss. 3. P. 78–83. doi:10.11648/j.ajpa.20160403.12
36. *Кудинов О.Б., Латушкин А.А.* Универсальный автономный накопитель для повышения оперативности гидрооптических исследований in situ // Процессы в геосредах. 2018. № 3 (17). С. 74–75.
37. *Кудинов О.Б.*, *Мартынов О.В.*, *Ли Р.И.* Зондирующий спектральный измеритель флюоресценции и рассеяния, испытания в лабораторных и полевых условиях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100
38. *Kudinov O.B.*, *Sysoev A.A.*, *Latushkin A.A.*, *Ryabokon D.A.*, *Sysoeva I.V.* "Optical and biological research of fluorescence fields in the Black Sea in autumn 2020" // Proceedings SPIE11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 119163K (15 December 2021). doi:10.1117/12.2603332
39. *Кудинов О.Б.*, *Латушкин А.А.*, *Ли Р.И.* и др. Вертикальное распределение биооптических характеристик северной части Чёрного моря в осенний период 2020 г. // Современные проблемы оптики естественных вод: Труды XI Всероссийской конференции с международным участием, Санкт-Петербург, 29 сентября — 01 октября 2021 г. Санкт-Петербург: Химиздат, 2021. С. 125–130.
40. *Poryvkina L.*, *Babichenko S.*, *Leeben A.* Analysis of phytoplankton pigments by excitation spectra of fluorescence // EARSeL-SIG-Workshop LIDAR. Institute of Ecology/LDI, Tallinn, Estonia. 2000. С. 224–232.
41. *Копелевич О.В.* Оптические свойства океанской воды: дис. ... д-ра физ.-мат. наук: 11.00.08. Москва, 1981. 613 с.

References

1. *Sieburth J.M.N.*, *Smatacek V.*, *Lenz J.* Pelagic ecosystem structure: Heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions. *Limnology and Oceanography*. 1978, 23(6), 1256–1263. doi:10.4319/lo.1978.23.6.1256
2. *Geider R.J.*, *Delucia E.H., Falkowski P.G.* et al. Primary productivity of planet earth: biological determinants and physical constraints in terrestrial and aquatic habitats *Global Change Biology*. 2001, 7, 8, 849–882. doi:10.1046/j.1365-2486.2001.00448.x

3. *Popik A.Y.* Dynamics of spectra of laser induced chlorophyll-a fluorescence of phytoplankton in conditions of changing parameters of the external environment: *Diss. ... kand. fiz.-mat. nauk. Institut Avtomatiki i processov upravlenia. Vladivostok*, 2015. 145 p. (in Russian).
4. *Safonov A.V.*, *Ognistaya A.V.*, *Boldyrev K.A.* et al. The role of phytoplankton in self-purification of water bodies with radionuclide pollutants. *Radiochemistry*. 2022, 64, 2, 120–132. doi:10.1134/S1066362222020023
5. *Evtushenko N.Y.*, *Kuzmenko M.I.*, *Sirenko L.A.* Hydroecological consequences of the accident at the Chernobyl NPP. *Kiev*, *Naukova dumka*, 1992. 267 p. (in Russian).
6. *Levin I.M.* Few-Parameter optical models of seawater inherent optical properties. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2014, 7(3), 3–22 (in Russian).
7. *Churilova T.Y.*, *Finenko Z.Z.*, *Akimov A.I.* Pigments of microalgae. Microalgae of the Black Sea: problems of biodiversity conservation and biotechnological utilization. *NAN Ukrainy*, *A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas. Sevastopol*, *EKOSI-Gidrofizika*, 2008. 301–319 (in Russian).
8. *Dymova O.V.*, *Golovko T.K.* Photosynthetic pigments: functioning, ecology, biological activity. *Izvestiya Ufimskogo Nauchnogo Tsentra RAN*. 2018, 3(4), 5–16 (in Russian).
9. *Pfennig N.* Photosynthetic bacteria. *Annual Reviews in Microbiology*. 1967, 21(1), 285–324. doi:10.1146/annurev.mi.21.100167.001441
10. *Jeffrey S.W.* Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures. *Phytoplankton pigments in oceanography — Guidelines to modern methods*. 1997, 37–84.
11. *Harrison J.W.* et al. Improved estimates of phytoplankton community composition based on in situ spectral fluorescence: use of ordination and field-derived norm spectra for the bbe FluoroProbe. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 2016, 73(10), 1472–1482. doi:10.1139/cjfas-2015-0360
12. *Brown M.R.*, *Jeffrey S.W.*, *Volkman J.K.* et al. Nutritional properties of microalgae for mariculture. *Aquaculture*. 1997, 151, 1–4, 315–331. doi:10.1016/S0044-8486(96)01501-3
13. *Kopelevich O.V.*, *Saling I.V.*, *Vazyulya S.V.* et al. Bio-optical characteristics of the seas lapping the coasts of the western half of Russia, according to the data of satellite color scanners 1998–2017. *Moskva*, ООО «*VASH FORMAT*», 2018. 140 p. (in Russian).
14. *Lavrova O.Yu.*, *Mityagina M.I.*, *Kostyanoy A.G.* Satellite methods of identification and monitoring of the environmental risk zones of marine areas. *M.*, *IKI RAN*, 2016. 334 p. (in Russian).
15. *Lee M.E.*, *Lee R.I.*, *Martynov O.V.* Determination of bio-optical properties of waters by measurements of spectral characteristics of fluorescence and light scattering in the marine environment. *Sistemy Kontrolya Okruzhayushchei Sredy*. 2014, 20, 74–83 (in Russian).
16. *Berseneva G.P.*, *Krupatkina D.K.* Peculiarities of phytoplankton pigment distribution in the eastern part of the Black Sea in the early summer period. *Ekologiya Morya*. 1990, 35, 1–7 (in Russian).
17. *Petit F.* et al. Influence of the phytoplankton community composition on the in situ fluorescence signal: Implication for an improved estimation of the chlorophyll-a concentration from BioGeoChemical-Argo profiling floats. *Frontiers in Marine Science*. 2022, 9, 959131. doi:10.3389/fmars.2022.959131
18. *Finenko Z.Z.*, *Churilova T. Ya.*, *Li R.I.* Vertical distribution of chlorophyll and fluorescence in the Black Sea. *Morskoi Ekologicheskii Zhurnal*. 2005, 4(1), 15–46 (in Russian).
19. *Taniguchi M.*, *Lindsey J.S.* Absorption and fluorescence spectral database of chlorophylls and analogues. *Photochemistry and Photobiology*. 2021, 97(1), 136–165. doi:10.1111/php.13319
20. *Monin A.S.* Ocean Optics / Ed. Monin A.S. *Nauka*, 1983. Vol I, Physical ocean optics — 371 p., Vol II, Applied ocean optics — 236 p. (in Russian).
21. *Ten G.N.*, *Glukhova O.E.*, *Slepchenkov M.M.*, *Shcherbakova N.E.*, *Baranov V.I.* A theoretical investigation of the effect of water on the structure and fluorescence spectra of L-tryptophan. *Optics and Spectroscopy*. 2016, 121, 4, 599–606. doi:10.1134/S0030400X16100246
22. *Gorshkova O.M.*, *Patsaeva S.V.* Fluorescence of organic matter dissolved in natural water. *Voda: Khimiya i Ekologiya*. 2009, 11, 31 (in Russian).
23. *Joseph J.* Extinction measurements to indicate distribution and transport of water masses. *Proceedings UNESCO Symposium on Physical Oceanography Tokyo*. 1955, 59–75.
24. *Kalle K.* Zum problem der meereswasser farbe. *Ann. Hydrol. Mar. Mitt.* 1938, 66, 1–13.
25. *Kononovich S.I.*, *Naumenko E.K.*, *Pluta V.E.* Investigation of the informativity of the brightness spectra of the outgoing radiation with respect to the content of scattering and absorbing components of sea water. *Zhurnal Prikladnoy Spektroskopii*. 1988, 48, 1, 127–133 (in Russian).
26. *Skopintsev B.A.* Recent advances in the study of organic matter of oceans. *Oceanology*. 1971, 11(6), 775–789.
27. *Oestreich W.K.*, *Ganju N.*, *Pohlman J. et al.* Colored dissolved organic matter in shallow estuaries: relationships between carbon sources and light attenuation. *Biogeosciences*. 2016, 13, 2, 583–595. doi:10.5194/bg-13-583–2016

28. *Akulova O.B.*, *Bukatyi V.I.*, *Popov K.P.* Content of dissolved organic matter in water bodies of different trophic level. *Vestnik Altaiskogo Gosudarstvennogo Agrarnogo Universiteta*. 2017, 3(149), 100–106 (in Russian).
29. *Glukhovets D.I.*, *Goldin Y.A.* Express method for chlorophyll concentration assessment. *Journal of Photochemistry and Photobiology*. 2021, 8, 100083. doi:10.1016/j.jpap.2021.100083
30. *Moiseeva N.A.*, *Churilova T. Ya.*, *Efimova T.V.*, *Matorin D.N.* Correction of the Chlorophyll a fluorescence quenching in the sea upper mixed layer: Development of the algorithm. *Physical Oceanography*. 2020, 27(1), 60–68. doi:10.22449/1573-160X-2020-1-60-68
31. *Carberry L.*, *Roesler C.*, *Drapeau S.* Correcting in situ chlorophyll fluorescence time-series observations for nonphotochemical quenching and tidal variability reveals nonconservative phytoplankton variability in coastal waters. *Limnology Oceanography Methods*. 2019, 17, 462–473. doi:10.1002/lom3.10325
32. *Nikonova E.E.* et al. Application of the fluorescence induction and relaxation (FIRe) method for monitoring harmful phytoplankton blooms. *Sovremennye Problemy Gidrometeorologii i Ustoichivogo Razvitiya Rossiiskoi Federatsii*. 2019, 825–826 (in Russian).
33. Patent No. 2775809 C1 Russian Federation, MPC G01N21/64. Method for determination of phytoplankton photopigment concentration, dissolved organic matter and suspended sediment size composition in seawater in situ: No. 2021124358: zayavl. 13.08.2021: opubl. 11.07.2022 / M. E.G. Li, O.B. Kudinov; zayavitel Federalnoe gosudarstvennoe byudzhetnoe uchrezhdenie nauki Federalnyi issledovatelskii tsentr "Morskoi gidrofizicheskii institut RAN" (in Russian).
34. *Steffens J.* et al. Application of fluorescence to the study of crude petroleum. *Journal of Fluorescence*. 2011, 21, 859–864. doi:10.1007/s10895-009-0586-4
35. *Hadi N.M.*, *Mohammed A.Z.*, *Rasheed F.F.*, *Younis S.I.* Determination of Absorption and Fluorescence Spectrum of Iraqi Crude Oil. *American Journal of Physics and Applications*. 2016, 4(3), 78–83. doi:10.11648/j.ajpa.20160403.12
36. *Kudinov O.B.*, *Latushkin A.A.* Universal autonomous storage device for increasing the efficiency of in situ hydro-optical research. *Processes in Geomedia*. 2018, 3 (17), 74–75 (in Russian).
37. *Kudinov O.B.*, *Martynov O.V.*, *Lee R.I.* Sounding spectral meter of fluorescence and light scattering: laboratory and field testing. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13(2), 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100
38. *Kudinov O.B.*, *Sysoev A.A.*, *Latushkin A.A.*, *Ryabokon D.A.*, *Sysoeva I.V.* Optical and biological research of fluorescence fields in the Black Sea in autumn 2020. *Proceedings of SPIE — The International Society for Optical Engineering*: 27, Moscow, 05–09.06.2021. *Moscow*, 2021, 119163. doi:10.1117/12.2603332
39. *Kudinov O.B.*, *Latushkin A.A.*, *Li R.I. et al.* Vertical distribution of bio-optical characteristics of the northern part of the Black Sea in the autumn period of 2020. P*roceedings of the XI All-Russian Conference with international participation «Current problems in optics of natural waters»*. *SPb.*: *LLC «Chimizdat»*, 2021. 264 p. P. 125–130 (in Russian).
40. *Poryvkina L.*, *Babichenko S.*, *Leeben A.* Analysis of phytoplankton pigments by excitation spectra of fluorescence. EARSeL-SIG-Workshop LIDAR. Institute of Ecology/LDI, Tallinn, Estonia. 2000, 224–232.
41. *Kopelevich O.V.* Optical properties of ocean water: diss. ... d-ra fiz.-mat. nauk: 11.00.08. *Moskva*, 1981, 613. (in Russian).

Об авторах

КУДИНОВ Олег Борисович, РИНЦ AuthorID: 861503, kudinov_ob@mhi-ras.ru

ЛИ Михаил Ен Гон, доктор физико-математических наук, профессор, РИНЦ AuthorID: 865650, ORCID ID: 0000-0001-5221-1772, Scopus AuthorID: 56142710400, michael.lee.mhi@gmail.com

ТЕМАТИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 2023 (Т. 16)

	ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОФИЗИКИ	Выпуск / Страницы
1	*Гневышев В.Г.*, *Травкин В.С.*, *Белоненко Т.В.* Топографический фактор и предельные переходы в уравнениях для субинерционных волн	16(1):8–23
2	*Гневышев В.Г.*, *Травкин В.С.*, *Белоненко Т.В.* Групповая скорость и дисперсия шельфовых волн Бухвальда и Адамса. Новый аналитический подход	16(2):8–20
3	*Чаликов Д.В.*, *Булгаков К.Ю.*, *Фокина К.В.* Интерпретация результатов расчетов со спектральной моделью прогноза волн с помощью фазо-разрешающей модели	16(2):21–33
4	*Фокина К.В.* Испытания ускоренной двухмерной модели поверхностных потенциальных волн	16(2):34–43
5	*Гневышев В.Г.*, *Белоненко Т.В.* Доплеровский эффект и волны Россби в океане: краткий экскурс в историю и новые подходы	16(3):72–92
6	*Кантаржи И.Г.*, *Леонтьев И.О.*, *Куприн А.В.* Аналитические исследования динамики «карманного пляжа»	16(3):93–105
7	*Гогин А.Г.*, *Кантаржи И.Г.* Развитие метода параболического приближения в задачах дифракции морских волн на акватории порта	16(3):106–119
8	*Куприянова А.Е.*, *Гриценко В.А.* Бароклинный фактор в смешении воды погружающегося термика с окружающей его водой	16(4):8–17
9	*Егоров К.Л.*, *Булгаков К.Ю.* Влияние ветровых волн на формирование скорости ветра в приводном слое атмосферы в условиях динамически гладкой поверхности	16(4):18–31
10	*Исаченко И.А.*, *Краев И.М.*, *Сергеев Д.А.* Влияние поверхностного волнения на оседание и дрейф частиц микропластика: лабораторный эксперимент	16(4):32–44
	ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ПРОЦЕССЫ	
11	*Каган Б.А.*, *Софьина Е.В.* Чувствительность температуры и солености морской воды к их времени восстановления, фигурирующем в граничных условиях для этих переменных на свободной поверхности моря Лаптевых в безледный период	16(1):24–34
12	*Фролова А.В.*, *Поздняков Д.В.*, *Морозов Е.А.* Спутниковое исследование феномена цветений *E. huxleyi* в Баренцевом, Норвежском и Гренландском морях в 2003–2021 гг.: временная динамика ареала цветений, продукции неорганического углерода и парциального давления CO_2 в поверхностных водах	16(1):48–62
13	*Абдаллах И.М.*, *Чанцев В.Ю.* Моделирование траектории и последствий разлива нефти у южного входа Суэцкого канала, Красное море, Египет	16(1):63–79
14	*Головин П.Н.*, *Молчанов М.С.* Исследование изменчивости структуры и интенсивности плотностных течений в области шельф-склон в Антарктике	16(2):44–63
15	*Каган Б.А.*, *Тимофеев А.А.* Высокоразрешающее моделирование поверхностного полусуточного прилива M_2 в Восточно-Сибирском море: его динамика и энергетика	16(2):64–72
16	*Богданов С.Р.*, *Пальшин Н.И.*, *Здоровеннов Р.Э.*, *Митрохов А.В.*, *Кузнецов П.С.*, *Новикова Ю.С.*, *Здоровеннова Г.Э.* Оценка эффективности перемешивания небольшого димиктического озера при поверхностном выхолаживании	16(2):73–88
17	*Чупин В.А.* Микросейсмические колебания как индикатор тропических циклонов	16(3):9–17
18	*Слюняев А.В.*, *Кокорина А.В.*, *Зайцев А.И.*, *Диденкулова Е.Г.*, *Москвитин А.А.*, *Диденкулов О.И.*, *Пелиновский Е.Н.* Зависимость вероятностных распределений высот волн от физических параметров по результатам измерений у острова Сахалин	16(3):18–29
19	*Козелков А.С.*, *Богомолов Л.М.*, *Смазнов В.В.*, *Курулин В.В.*, *Тятюшкина Е.С.* Моделирование оползневых цунами на Дальнем Востоке РФ на основе трехмерных уравнений Навье–Стокса	16(3):30–51

20	*Белоконь А.Ю.*, *Лазоренко Д.И.*, *Фомин В.В.* Численное моделирование цунами в системе севастопольских бухт	16(3):52–61
21	*Зайцев А.И.*, *Пелиновский Е.Н.* Моделирование функций распределения высот волн цунами вдоль восточного побережья острова Сахалин	16(3):62–71
22	*Романенков Д.А.*, *Софьина Е.В.*, *Родикова А.Е.* Моделирование баротропного прилива у юго-восточного побережья п-ва Камчатка с учетом точности глобальных приливных моделей в северо-западном регионе Тихого океана	16(4):45–62
23	*Малышева А.С.*, *Радченко Ю.В.*, *Поздняков Д.В.* Динамика подкисления Северного Ледовитого океана в 1993–2021 гг. и ее прогноз на конец 21-го века	16(4):63–74
24	*Кудинов В.В.*, *Суслин Р.И.*, *Ли Д.А.*, *Рябоконь Д.А.* Особенности профилей флуоресценции и видового состава фитопланктона в Черном и Азовском морях в начале осени 2020 года	16(4):75–86
25	*Максимовская Т.М.*, *Зимин А.В.*, *Моисеев Д.В.* Результаты океанографических исследований в прикромочной зоне Баренцева моря весной 2023 года	16(4):87–93
26	*Гольмшток А.Я.* Некоторые замечания о фазовом превращении газогидратов в пористых осадках при отрицательной по Цельсию температуре	16(4):94–106
	ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ ОБЪЕКТОВ, ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ	
27	*Долин Л.С.* О влиянии пространственных флуктуаций гидрооптических характеристик на энергию приходящего из водоема лидарного эхо-сигнала	16(1):35–47
28	*Ахи А.В.* Эффективность идентификации дельфинами (*Tursiops truncatus*) классов сложных шумоподобных сигналов в условиях пространственной неопределенности их одновременного предъявления	16(1):90–97
29	*Иванов М.П.*, *Родионов А.А.*, *Леонова Л.Е.*, *Гришина Т.В.*, *Римская-Корсакова Л.К.* Провокация вербального взаимодействия дельфинов по гидроакустическому каналу на основе когнитивной эмпатии	16(2):89–110
30	*Булатов В.В.*, *Владимиров И.Ю.* Силовое воздействие потока бесконечно глубокой жидкости на источник под ледяным покровом	16(3):120–128
31	*Санников Н.А.*, *Куркина О.Е.*, *Рувинская Е.А.*, *Куркин А.А.* Перестройка полнонелинейного бризероподобного пакета внутренних волн над донным уступом в слоистой среде	16(3):129–141
32	*Макаров Д.В.*, *Соседко Е.В.* Теория случайных матриц для описания рассеяния звука на фоновых внутренних волнах в условиях мелкого моря	16(3):142–155
	ГИДРОАКУСТИКА	
33	*Касаткин Б.А.*, *Злобина Н.В.*, *Стаценко Л.Г.*, *Касаткин С.Б.* Несамосопряженная модельная постановка граничных задач акустики. Часть 1	16(2):111–125
34	*Малышкин Г.С.* О возможности обнаружения и классификации шумовых источников на основе анализа их траекторий на выходе адаптивной пространственной обработки	16(2):126–143
	ГИДРООПТИКА	
35	*Глухов В.А.*, *Гольдин Ю.А.*, *Глитко О.В.*, *Аглова Е.А.*, *Глуховец Д.И.*, *Родионов М.*А. Лидарные исследования в первом этапе 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»	16(4):107–115
	ТЕХНИЧЕСКАЯ ГИДРОФИЗИКА	
36	*Куликов Е.А.*, *Переслегин С.В.*, *Халиков З.А.* Модель космического панорамного радиоальтиметра: отображение поля развивающейся волны цунами в двухпозиционном квазизеркальном радаре	16(1):80–89
37	*Кудинов О.Б.*, *Ли М.Е.* Регистрация флюоресценции фитопланктона с использованием экспериментального зондирующего измерителя	16(4):116–128
	ХРОНИКА	
38	Памяти Переслегина Сергея Владимировича	16(3):156–157

Авторский указатель 2023 (Т. 16)

Абдаллах И.М. – № 1
Аглова Е.А. – № 4
Ахи А.В. – № 1
Белоконь А.Ю. – № 3
Белоненко Т.В. – № 1, № 2, № 3
Богданов С.Р. – № 2
Богомолов Л.М. – № 3
Булатов В.В. – № 3
Булгаков К.Ю. – № 2, № 4
Владимиров И.Ю. – № 3
Глитко О.В. – № 4
Глухов В.А. – № 4
Глуховец Д.И. – № 4
Гневышев В.Г. – № 1, № 2, № 3
Гогин А.Г. – № 3
Головин П.Н. – № 2
Гольдин Ю.А. – № 4
Гольмшток А. Я. – № 4
Гриценко В.А. – № 4
Гришина Т.В. – № 2
Диденкулов О.И. – № 3
Диденкулова Е.Г. – № 3
Долин Л.С. – № 1
Егоров К.Л. – № 4
Зайцев А.И. – № 3 (2 статьи)
Здоровеннов Р.Э. – № 2
Здоровеннова Г.Э. – № 2
Зимин А.В. – № 4
Злобина Н.В. – № 2
Иванов М.П. – № 2
Исаченко И.А. – № 4
Каган Б.А. – № 1, № 2
Кантаржи И.Г. – № 3 (2 статьи)
Касаткин Б.А. – № 2
Касаткин С.Б. – № 2
Козелков А.С. – № 3
Кокорина А.В. – № 3
Краев И.М. – № 4
Кудинов В.В. – № 4
Кудинов О.Б. – № 4
Кузнецов П.С. – № 2
Куликов Е.А. – № 1
Куприн А.В. – № 3
Куприянова А.Е – № 4
Куркин А.А. – № 3
Куркина О.Е. – № 3
Курулин В.В. – № 3
Лазоренко Д.И. – № 3
Леонова Л.Е. – № 2
Леонтьев И.О. – № 3
Ли Д.А. – № 4
Ли М.Е. – № 4
Макаров Д.В. – № 3
Максимовская Т.М. – № 4
Малышева А.С. – № 4
Малышкин Г.С. – № 2
Митрохов А.В. – № 2
Моисеев Д.В. – № 4
Молчанов М.С. – № 2
Морозов Е.А. – № 1
Москвитин А.А. – № 3
Новикова Ю.С. – № 2
Пальшин Н.И. – № 2
Пелиновский Е.Н. – № 3 (2 статьи)
Переслегин С.В. – № 1
Поздняков Д.В. – № 1, № 4
Радченко Ю. В. – № 4
Римская–Корсакова Л.К. – № 2
Родикова А.Е. – № 4
Родионов А.А. – № 2
Родионов М.А. – № 4
Романенков Д.А. – № 4
Рувинская Е.А. – № 3
Рябоконь Д.А. – № 4
Санников Н.А. – № 3
Сергеев Д.А. – № 4
Слюняев А.В. – № 3
Смазнов В.В. – № 3
Соседко Е.В. – № 3
Софьина Е.В. – № 1, № 4
Стаценко Л.Г. – № 2
Суслин О.Б. – № 4
Суслин Р.И. – № 4
Тимофеев А.А. – № 2
Травкин В.С. – № 1, № 2
Тятюшкина Е.С. – № 3
Фокина К.В. – № 2 (2 статьи)
Фомин В.В. – № 3
Фролова А.В. – № 1
Халиков З.А. – № 1
Чаликов Д.В. – № 2
Чанцев В.Ю. – № 1
Чупин В.А. – № 3