

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

ТОМ 15, № 3
2022

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

VOL. 15, No. 3
2022

Учредители:
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 15 № 3 2022

Основан в 2008 г.

Выходит 4 раза в год

ISSN 2073-6673 (Print)

ISSN 2782-5221 (Online)

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Член-корреспондент РАН
Анатолий Александрович Родионов

Научные редакторы выпуска
Доктор физико-математических наук
Александр Григорьевич Лучинин;
Кандидат физико-математических наук
Максим Анатольевич Родионов

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

Редактор *А. В. Сторожевых*

Подписано к печати 30.08.2022 г. Дата выпуска в свет 30.09.2022 г. Формат 60 × 84¹/₈.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 15,9. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 4105.

Изготовление оригинал-макета и печать
Издательско-полиграфический центр Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, Политехническая ул., 29.
Телефон 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

© Российская академия наук, 2022

© Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2022

© Составление. Редколлегия журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика», 2022

Founders:
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SAINT-PETERSBURG RESEARCH CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Vol. 15 No. 2 2022

Founded in 2008

Publication frequency: quarterly

ISSN 2073-6673 (Print)

ISSN 2782-5221 (Online)

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

Chief Editor

Corresponding Member of RAS

Anatoly A. Rodionov

Scientific Editors of the Issue

Doctor of Phys.-Math. Sciences

Aleksandr G. Luchinin;

Candidate of Phys.-Math. Sciences

Maxim A. Rodionov

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

Editing: *A. V. Storozhevykh*

Signed for printing: 30.08.2022. Issued: 30.09.2022. Format: $60 \times 84\frac{1}{8}$.

Digital printing. Printed sheets: 16.0. Circulation: 50 pcs.

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Алексеев Генрих Васильевич*, д.г.н. (ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург)
- Белоненко Татьяна Васильевна*, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Долин Лев Сергеевич*, к.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- 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)
- 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)
- Софьяна 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)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

- Бабанин Александр Владимирович* (Мельбурнский Университет, Мельбурн, Австралия)
- Бондур Валерий Григорьевич*, академик РАН (Вице-президент Российской академии наук, 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 (Институт озераведения РАН, Санкт-Петербург, Россия)
- Саркисов Ашот Аракелович*, академик РАН (Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, Москва, 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.* Cand.Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Andrey G. Zatsepin.* Cand.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
- 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
- Victor M. Zhurbas.* Cand.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
- Ashot A. Sarkisov.* Academician of RAS, Nuclear Safety Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 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, Vice President of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Vladimir G. Peshekhonov.* Academician of RAS, JSC "Concern CSRI Elektropribor", St. Petersburg, Russia
- Vladimir Yu. Dorofeev.* JSC "St. Petersburg Marine Design Bureau "MALACHITE", St. Petersburg, Russia
- Vladislav A. Rumyantsev.* Academician of RAS, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Victor V. Zosimov.* Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	8
<i>Научные статьи</i>	
Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А. Обзор работ Олега Викторовича Копелевича по оптике океана	9
Шибанов Е.Б., Ли М.Е. Влияние полидисперсности гидрозоля на спектральные свойства рассеяния света морской водой в малых углах	18
Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Жегулин Г.В., Родионов М.А. Комплексная обработка данных лидарной съемки морских акваторий	27
Ли М.Е., Мартынов О.В. Быстродействующий метод измерения спектров яркости восходящего излучения моря	43
Корчемкина Е.Н., Маньковская Е.В. Связь биооптических параметров вод Черного моря с характеристиками коэффициента яркости весной 2019 года	53
Лохов А.С., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А. Исследование взвешенных веществ оптическим методом в желобе Франц-Виктория в Баренцевом море	65
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	73
Вазюля С.В., Шеберстов С.В. Алгоритмы оценки биооптических характеристик в Финском заливе с использованием эмпирических ортогональных функций	84
Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Салюк П.А., Пономарев В.И., Артемьев В.А., Глуховец Д.И., Латушкин А.А. Распределение содержания хлорофилла- <i>a</i> в Атлантическом океане в декабре 2019 г. — январе 2020 г. По данным судовых измерений при различных гидрометеорологических условиях	97
Шульга Т.Я., Суслин В.В., Шукало Д.М. Восстановление полей солёности азовского моря с использованием регрессионных связей между данными <i>in situ</i> и региональными спутниковыми продуктами	114
Лучинин А.Г., Кириллин М.Ю. Характеристики системы видения на волнах фотонной плотности при наблюдении подводных объектов через взволнованную поверхность	125
<i>Хроника</i>	
Памяти Иосифа Марковича Левина	137

CONTENTS

Preface	8
<i>Scientific articles</i>	
<i>Glukhovets D.I., Goldin Yu.A.</i> Review of Oleg Viktorovich Kopelevich's works on ocean optics	9
<i>Shybanov E.B., Lee M.E.</i> Effect of a polydisperse hydrosol on the spectral properties of light scattering by seawater at forward angles	18
<i>Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Zhegulin G.V., Rodionov M. A.</i> Complex processing of lidar survey data of marine areas	27
<i>Lee M.E., Martynov O.V.</i> Method for fast measuring of seawater-leaving radiance spectra	43
<i>Korchemkina E.N., Mankovskaya E.V.</i> Relationships between bio-optical parameters of the Black Sea waters and spectral reflectance coefficient in spring 2019	53
<i>Lokhov A.S., Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A.</i> Suspended particulate matter investigations by the optical method in the Franz-Victoria Trough, the Barents Sea	65
<i>Churilova T.Ya., Efimova T.V., Moiseeva N.A., Skorokhod E. Yu.</i> Spectral light absorption coefficient of particles and colored dissolved organic matter in the Sea of Azov	73
<i>Vazyulya S.V., Sheberstov S.V.</i> Algorithms for evaluation of biooptical characteristics in the Gulf of Finland using empirical orthogonal functions	84
<i>Shtraikhert E.A., Zakharkov S.P., Salyuk P.A., Ponomarev V.I., Artemiev V.A., Glukhovets D.I., Latushkin A.A.</i> The chlorophyll- <i>a</i> content distribution in the Atlantic Ocean in December 2019 — January 2020 according to ship measurements at the different hydrometeorological conditions	98
<i>Shulga T.Ya., Suslin V.V., Shukalo D.M.</i> Data recovery of the Sea of Azov salinity fields using regression analysis between <i>in situ</i> data and regional satellite products	114
<i>Luchinin A.G., Kirillin V.Yu.</i> Characteristics of the image system based on photon density waves in observing underwater objects through a wavy surface	125
<i>Chronicles</i>	
To the memory of Iosif Markovich Levin	137

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сентябре 2021 года состоялась XI Всероссийская конференция с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2021), которая прошла в смешанном очном и заочном формате. На конференции были заслушаны 47 докладов, их авторы представляли 15 российских организаций из Москвы, Санкт-Петербурга, Нижнего Новгорода, Севастополя, Владивостока, Барнаула и 2 зарубежные — из Азербайджана и Беларуси. Тематика докладов охватывала важнейшие разделы современной оптики океана, включая фундаментальные проблемы теории переноса излучения, натурные биооптические исследования, дистанционное зондирование, в том числе спутниковые датчики цвета и лидары, новые методы и аппаратура. Полностью доклады ONW'2021 опубликованы в Трудах конференции (Санкт-Петербург, 2021, Издательство «Химиздат»). В традициях журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика» — публикация статей, написанных на основе представленных на конференции докладов, в специальном выпуске. Разумеется, ограниченный объем выпуска не позволяет в полной мере отразить весь спектр вопросов и проблем, обсуждавшихся на конференции. Поэтому составители этого выпуска при его формировании исходили из следующих соображений. Прошедшая конференция была посвящена памяти Олега Викторовича Копелевича — ученого с мировым именем, одного из основателей конференции ONW, который неоднократно был ее председателем и неперменным и активным членом программного комитета. Поэтому несколько статей этого выпуска тематически близки к тем направлениям, которые развивались им в последние годы. Кроме того, нам хотелось по возможности сохранить в этом выпуске представительство основных отечественных научных коллективов, активно работающих в области гидрооптики.

Этот выпуск журнала открывается статьей Д. И. Глуховца и Ю. А. Гольдина «Обзор работ Олега Викторовича Копелевича по оптике океана». Отдавая дань многогранной и успешной работе О. В. Копелевича, авторы статьи дают краткое описание его научной биографии, основных направлений его исследований и результатов, получивших признание, как в России, так и за рубежом. Уместно заметить, что статья «Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм», написанная им в соавторстве с И. М. Левиным и опубликованная в 2007 году, остается, по-видимому, до сего дня наиболее цитируемой работой в области оптики океана.

Статья Е. Б. Шибанова и М. Е. Ли (МГИ РАН, г. Севастополь) посвящена проблеме обоснования механизма формирования остронаправленной части морской индикатрисы. В работе излагается теория, согласно которой индикатриса рассеяния фильтрованной воды остается анизотропной благодаря существованию определенной корреляции в положениях рассеивающих частиц.

Статья В. А. Глухова, Ю. А. Гольдина, Г. В. Жегулина и М. А. Родионова (ИО РАН, г. Москва) касается влияния динамических процессов в воде на пространственное распределение оптически активной взвеси. В ней приводятся результаты комплексных исследований свойств лидарных сигналов при зондировании толщи воды с неоднородными по вертикали оптическими характеристиками в присутствии внутренних волн.

В статье М. Е. Ли и О. В. Мартынова (МГИ РАН, г. Севастополь) описывается двухлучевой спектрофотометр оригинальной конструкции для измерения яркости моря с повышенной точностью.

Несколько статей выпуска посвящено описанию результатов «региональных» исследований, важных для интерпретации спутниковых измерений, верификации и уточнения региональных спутниковых алгоритмов восстановления оптических характеристик. Так, в статьях Т. Я. Шульги, Д. М. Шукало и В. В. Суслина (ГОИН, г. Москва МГИ РАН, г. Севастополь), Е. Н. Корчемкиной и Е. В. Маньковской (МГИ РАН, г. Севастополь), Т. Я. Чуриловой, Т. В. Ефимовой, Н. А. Моисеевой и Е. Ю. Скороход (ИБЮМ РАН, г. Севастополь) обсуждаются различные аспекты формирования оптических и гидрологических характеристик вод и светового режима Черного и Азовского морей. Статья С. В. Вазюли и С. В. Шеберстова (ИОР АН, г. Москва) посвящена алгоритмам оценки биооптических характеристик вод Финского залива, а статья А. С. Лохова, М. Д. Кравчишиной и А. А. Ключевиткина (ИО РАН, г. Москва) — результатам исследования оптическими методами состава взвеси в желобе Франц-Виктория в Баренцевом море. К этому же ряду относится и статья коллектива авторов из ТОИ ДВНЦ РАН, МГИ РАН, ИО РАН (Штрайхерт Е. А., Захарков С. П., Салюк П. А., Пономарев В. И., Артемьев В. А., Глуховец Д. И., Латушкин А. А.). В ней приводится большой объем новых экспериментальных данных о вертикальном распределении характеристик воды, в том числе концентрации хлорофилла, на протяженной трассе в Атлантическом океане.

Заключительная статья этого выпуска (А. Г. Лучинин и М. Ю. Кириллин, ИПФ РАН, Нижний Новгород) посвящена проблеме видимости подводных объектов, наблюдаемых из атмосферы. В статье приводятся сравнительные оценки влияния взволнованной поверхности и толщи воды на качество изображения в системе видения, использующей для подсветки световые пучки, модулированные по мощности высокочастотным сигналом.

*Научный редактор выпуска
Доктор физико-математических наук
Александр Григорьевич Лучинин*

УДК 551.463

© Д. И. Глуховец^{1,2*}, Ю. А. Гольдин¹, 2022

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

²Московский физико-технический институт (НИУ), 141701, Институтский переулок, д. 9, г. Долгопрудный, Московская область, Россия

*E-mail: glukhovets@ocean.ru

ОБЗОР РАБОТ ОЛЕГА ВИКТОРОВИЧА КОПЕЛЕВИЧА ПО ОПТИКЕ ОКЕАНА

Статья поступила в редакцию 10.02.2022, после доработки 15.03.2022, принята в печать 10.04.2022

Аннотация

Статья посвящена памяти Олега Викторовича Копелевича — доктора физико-математических наук, более 50-ти лет проводившего исследования в области оптики океана и более 30-ти лет руководившего Лабораторией оптики океана Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН. В работе представлены основные результаты, полученные О. В. Копелевичем в разных разделах оптики океана. На первом этапе научной деятельности Олег Викторович занимался исследованием светорассеяния в морской воде. По результатам, полученным в океанских экспедициях, было выделено четыре типа индикатрис. Впоследствии О. В. Копелевич разработал малопараметрическую модель первичных оптических характеристик морской воды. С конца 1970-х гг. важное место в его работах занимает разработка спутниковых методов исследования океана, в частности создание и совершенствование региональных биооптических алгоритмов. Использование этих алгоритмов для акваторий морей России стало основой для создания Атласа биооптических характеристик, регулярно издававшегося с 2002 г. Итог использования региональных алгоритмов подведен в коллективной монографии, изданной в 2018 г. Кроме того, О. В. Копелевич внес вклад в исследования световых полей и влияющих на них факторов — облачного покрова и массовых цветений фитопланктона.

Ключевые слова: Олег Викторович Копелевич, оптика океана, рассеяние и поглощение света, малопараметрическая модель оптических свойств морской воды, спутниковые методы океанологии, световые поля

© D. I. Glukhovets^{1, 2*}, Yu. A. Goldin¹, 2022

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, 141701, Institutskiy lane, 9, Moscow region, Russia

*E-mail: glukhovets@ocean.ru

REVIEW OF OLEG VIKTOROVICH KOPELEVICH'S WORKS ON OCEAN OPTICS

Received 10.02.2022, Revised 15.03.2022; Accepted 10.04.2022

Abstract

The article is dedicated to the memory of Oleg Viktorovich Kopelevich, Doctor of Physical and Mathematical Sciences, who has been conducting research in the field of ocean optics for more than 50 years and has been the head of the Ocean Optics Laboratory of the Shirshov Institute of Oceanology for more than 30 years. The paper presents the main results obtained by Dr. Kopelevich in different sections of ocean optics. At the first stage of his scientific activity, he was engaged in the study of light scattering in seawater. He identified four types of seawater scattering phase functions based on the results obtained in ocean expeditions. Subsequently, Dr. Kopelevich developed a low-parameter model of the seawater inherent optical properties. Since the late 1970s, an important place in his work has been the development of satellite methods for studying the ocean, in particular, the creation and improvement of regional bio-optical algorithms. The use of these algorithms for the waters of the Russian seas became the basis for the creation of the Atlas of their bio-optical characteristics, published regularly since 2002. The results of the use of regional algorithms were summed up in a collective monograph published in 2018. In addition, O. V. Kopelevich contributed to the study of light fields and the factors affecting them — cloud cover and mass phytoplankton blooms.

Keywords: Dr. Oleg Viktorovich Kopelevich, ocean optics, light scattering and absorption, low-parameter model of seawater optical properties, satellite methods of oceanology, light fields

Ссылка для цитирования: Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А. Обзор работ Олега Викторовича Копелевича по оптике океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 9–17. doi:10.48612/fpg/vkp2-4p21-rtbh

For citation: Glukhovets D.I., Goldin Yu.A. Review of Oleg Viktorovich Kopelevich's Works on Ocean Optics. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 9–17. doi:10.48612/fpg/vkp2-4p21-rtbh

Олег Викторович Копелевич родился 14 июля 1940 г. в Москве, скончался 28 декабря 2020 г. в Москве. Вся трудовая биография, вся творческая жизнь Олега Викторовича связана с Институтом океанологии им. П. П. Ширшова, с Лабораторией оптики океана [1]. В 1965 г. он окончил Московский физико-технический институт по специальности химическая физика и был принят в оптическую лабораторию Института океанологии, в которой работал до конца жизни. Лаборатория гидрооптики была основана в 1964 г. М. В. Козляниновым. В 1969 г. отдел оптики Института океанологии возглавил К. С. Шифрин — крупнейший специалист в области оптики рассеивающих сред и решения обратных задач. Он становится научным руководителем Олега Викторовича. В середине 1960-х гг. исследования, проводимые сотрудниками оптической лаборатории, носили в основном географический характер. О. В. Копелевич стал первым физиком, пришедшим в лабораторию и начавшим проведение физических исследований.

За 55 лет Олег Викторович прошел путь от стажера-исследователя до главного научного сотрудника, заведующего лабораторией, которой он руководил более 30-ти лет. Он внес существенный вклад во многие разделы оптики океана. В 1972 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 1982 г. — докторскую. Олег Викторович — один из основателей международной конференции «Optics of Natural Waters» (ONW), регулярно проводимой с 2001 г. Он был неизменным и активным членом программного комитета конференции, неоднократно был его председателем.

Научную деятельность О. В. Копелевич начал с изучения рассеяния света морской воды и его зависимости от состава морской взвеси. Он проводил измерения

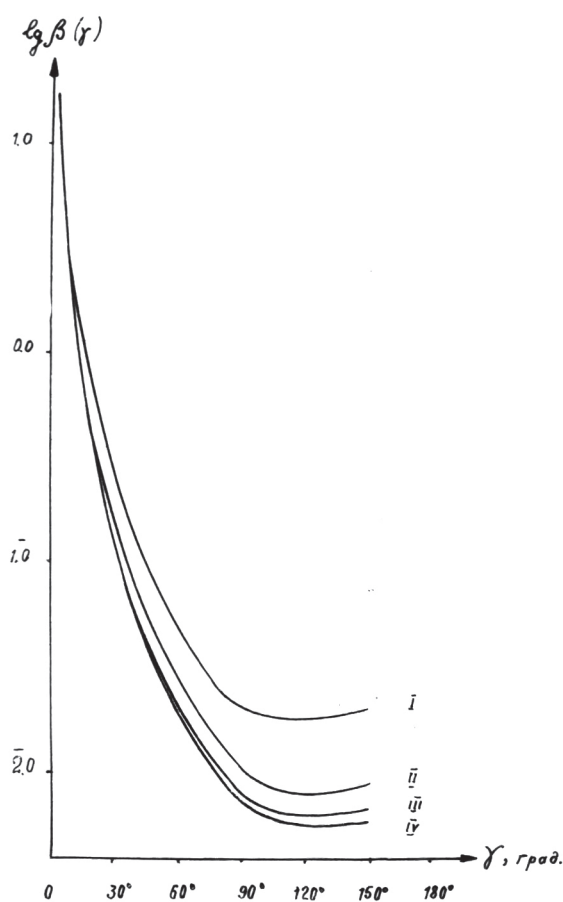


Рис. 1. Абсолютные значения показателя рассеяния в данном направлении, средние для каждого из четырех типов индикатрис (Копелевич О. В. Исследование рассеяния света морской водой. Диссертация канд. физ.-мат. наук. Москва: ИО АН, 1971.)

Fig. 1. Absolute values of the volume scattering functions, averaged for each of the four types of scattering phase functions (Kopelevich O. V. Study of light scattering by sea water Diss. Cand. Phys.-Math. Sci. Moscow, IO RAS, 1971.)

индикатрис рассеяния на визуальном спектрогидронометре-прозрачнометре СГН-57 непосредственно в ходе экспедиций в различных акваториях Мирового океана. Это позволило получить достаточно большой массив данных о форме индикатрис для вод с различными оптическими характеристиками и в результате статистической обработки выделить 4 типа индикатрис (рис. 1). Однако СГН-57 не позволял проводить измерения в области малых углов, где форма индикатрисы наиболее чувствительна к распределению частиц взвешенного вещества по размерам. В дальнейшем под его непосредственным руководством был подготовлен и успешно применен в экспедиционных условиях специальный прибор, позволяющий с точностью не ниже 10% и угловым разрешением 7' измерять показатель рассеяния в области углов от 20' до 7°. Разработанная аппаратура позволила О. В. Копелевичу ввести в практику экспедиционных исследований точный метод измерения рассеяния в области малых углов, наиболее важной как с точки зрения распределения энергии рассеянного света, так и для решения обратной задачи рассеяния. Полученные результаты О. В. Копелевич обобщил в кандидатской диссертации «Исследование рассеяния света морской водой». Он показал, что различия формы индикатрис рассеяния объясняются изменением количественного и качественного состава взвеси. В настоящее время измерения малоугловой индикатрисы рассеяния для восстановления параметров взвешенных частиц используются в практике океанологических исследований, в частности, в лазерном дифрактометре LISST, производимым американской компанией Sequoia Scientific.

В середине 1970-х гг. Олег Викторович расширил сферу научных интересов, добавив исследования показателей поглощения и ослабления морской воды. Для этого под его руководством были созданы соответствующие приборы. По-прежнему, все измерения проводились на пробах морской воды в ходе океанских экспедиций в раз-

ные районы Мирового океана. Основным результатом этого периода — создание малопараметрической модели первичных оптических характеристик морской воды [2, 3]. Модель стала основой докторской диссертации «Оптические свойства океанской воды». Модель позволяет рассчитывать спектральные характеристики показателей рассеяния, поглощения и ослабления, а также угловые характеристики рассеяния по ограниченному набору данных измерений. Модель включает статистические соотношения для расчетов:

- спектральных показателей поглощения $a(\lambda)$ в диапазоне 390–490 нм через их значения для одной или двух длин волн;
- показателей рассеяния в данном направлении $\beta(\theta, 550)$ в угловом диапазоне 0,5–135° и общего показателя рассеяния b через значения $\beta(\theta, 550)$ для одного-трех углов рассеяния;
- спектральных показателей ослабления $c(\lambda)$ в видимом 390–490 и ультрафиолетовом 270–390 нм диапазонах через их значения для двух длин волн в видимой области и одной в ультрафиолетовой.

Предложенные спектральные и угловые модели основаны на результатах статистического анализа данных измерений и использовании разложения спектральных или угловых зависимостей по собственным векторам их ковариационных матриц. Результаты статистического анализа показали, что во всех случаях точность таких разложений оказывается удовлетворительной при использовании лишь нескольких первых членов. Коэффициенты соответствующего разложения находятся по данным измерений лишь для одного-трех значений аргумента [3].

В качестве примера ниже представлены соотношения из малопараметрической модели рассеяния света. Эта модель основана на предположении, что изменчивость рассеяния обусловлена изменением концентраций двух фракций морской взвеси — мелкой и крупной, а удельное рассеяние каждой из фракций постоянно. Модель имеет вид:

$$\beta(\theta, 550) = \beta_{sw}(\theta, 550) + v_m \beta_m^*(\theta) + v_k \beta_k^*(\theta), \quad (1)$$

где $\beta(\theta, 550)$ — показатель рассеяния в данном направлении морской воды для длины волны 550 нм, $\beta_{sw}(\theta, 550)$ — «чистой морской воды», v_m — объемная концентрация мелкой фракции (см³/м³; частицы с радиусами меньше 1,3 мкм и относительным показателем преломления 1,15); v_k — объемная концентрация крупной фракции (см³/м³; частицы с радиусами больше 1,3 мкм и относительным показателем преломления 1,03); $\beta_m^*(\theta, 550)$ и $\beta_k^*(\theta, 550)$ — удельные показатели рассеяния в данном направлении мелкой и крупной фракций (м⁻¹ ср⁻¹), которые предполагаются неизменными. Эти величины табулированы [3]. В модели предполагается, что мелкие частицы в основном терригенного происхождения, крупные — биогенного.

На рисунке 2 показаны вклады трех компонентов модели в общее рассеяние морской воды.

Из рисунка 2 видно, что рассеяние на углах меньше 2° определяется практически полностью крупной фракцией взвеси; начиная с угла примерно 15° для приведенного случая — мелкой фракцией; на углах больше 90° заметный вклад вносит вода. Это важная информация для разработки метода оценки гранулометрического состава морской взвеси, из которой следует, что для оценки содержания крупных частиц надо использовать данные измерений в области малых углов рассеяния, мелких — больших [3, 4]. Входные параметры модели (1) v_m и v_k можно определить по данным измерений рассеяния под двумя углами — один из области малых (1°), другой — больших (45°) углов. Относительная ошибка аппроксимации $\beta(\theta, 550)$ моделью (1), осредненная по диапазону углов рассеяния 0,5–135°, ~20%. Автор отметил, что речь идет о модели океанской воды —

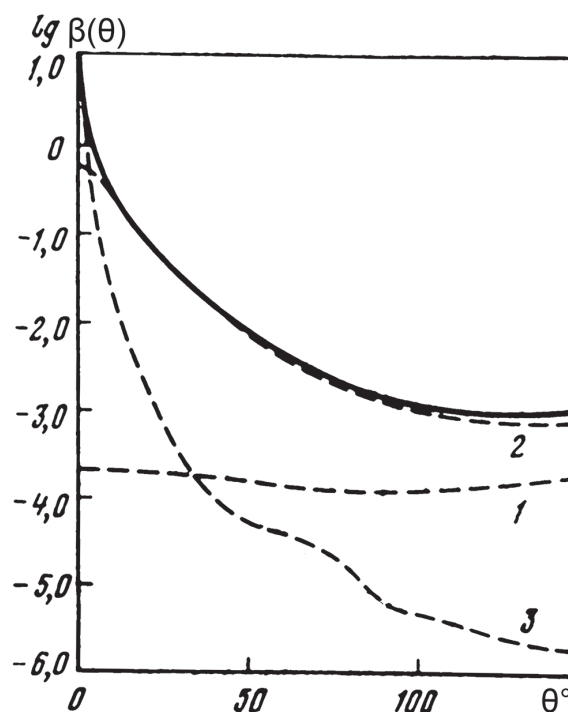


Рис. 2. Составляющие физической модели рассеяния света океанской воды при объемной концентрации мелкой и крупной фракций взвеси $v_m = v_k = 0,1$ см³/м³. Сплошная линия — показатель рассеяния в данном направлении $\beta(\theta)$ морской воды; 1 — чистая морская вода, 2 — мелкая взвесь, 3 — крупная взвесь [3]

Fig. 2. Components of the physical model of ocean water light scattering at the volume concentration of fine and coarse suspended matter fractions $v_m = v_k = 0,1$ cm³/m³. The solid line is the volume scattering function $\beta(\theta)$ of seawater; 1 — pure sea water, 2 — fine suspension, 3 — coarse suspension [3]

в прибрежных водах можно ожидать присутствия крупных минеральных частиц с показателями преломления 1,15 и более, которые в океанской воде отсутствуют, поскольку осаждаются вблизи берега. Тем не менее модель (1) удовлетворительно работает и в прибрежных водах [5], а также в области кокколитофоридного цветения в Баренцевом море [6].

Модель позволяет также рассчитывать спектральные величины показателей рассеяния:

$$b(\lambda) = b_{sw}(550) \cdot (\lambda/550)^{-4,2} + v_m b_m^*(550) \cdot (\lambda/550)^{-1,7} + v_k b_k^*(550) \cdot (\lambda/550)^{-0,3}, \quad (2)$$

где $b_{sw}(550)$ — показатель рассеяния чистой морской воды для длины волны 550 нм, $b_m^*(550)$ и $b_k^*(550)$ — удельные показатели рассеяния для мелкой и крупной фракций взвеси для этой длины волны. Значение $b_{sw}(550)$ для океанской воды соленостью 35 ‰ при температуре 20° равно $2,07 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ [4]; значения $b_m^*(550)$, $b_k^*(550)$, соответственно, 1,34 и $0,312 \text{ м}^{-1}$ [7]. Аналогичную формулу можно написать и для показателя рассеяния назад $b_b(\lambda)$.

Для спектральных зависимостей $b(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ приемлемой оказывается и простая однопараметрическая модель:

$$b(\lambda) = b_{sw}(550) \cdot (\lambda/550)^{-4,2} + b_p(550) \cdot (\lambda/550)^{-n}, \quad (3)$$

где $b_p(550)$ (или $b_{bp}(550)$) — показатель рассеяния взвешенными частицами (или показатель рассеяния назад взвешенными частицами) для длины волны 550 нм, n зависит от типа вод. Показатели n для вод открытого океана можно принять равными 1,0 и 1,45 для общего показателя рассеяния и рассеяния назад, соответственно; для прибрежных вод, где значения $b(550) \geq 1 \text{ м}^{-1}$, оба показателя будут близки к 0 из-за присутствия крупных минеральных частиц [3, 8, 9].

Важно отметить, что соотношения (1–3) актуальны в настоящее время, в первую очередь, для гидрооптического моделирования с использованием спутниковых данных.

Продолжением работ по развитию малопараметрической модели можно считать работу [7], в которой приведены корреляционные соотношения для длины волны 550 нм, позволяющие через показатель ослабления c рассчитать показатели поглощения a (4) и рассеяния b (5), а также вероятность выживания фотона ω_0 (6). Эти соотношения основаны на данных измерений, полученных в 70 различных точках Мирового океана в диапазоне $c = 0,08–2,5 \text{ м}^{-1}$ и справедливы для большинства прибрежных и открытых районов Мирового океана.

$$b = 0,944c - 0,048, \quad (4)$$

$$\omega_0 = b/c = 0,944 - 0,048/c, \quad (5)$$

$$a = c - b = 0,056c + 0,048. \quad (6)$$

Особое место среди работ О. В. Копелевича занимает исследование оптических свойств вод Амазонки, существенно отличающихся от океанских. Исследования были выполнены в ходе 9-го рейса НИС «Профессор Штокман» (1983 г.), который проводился в бассейне Амазонки. Олег Викторович любил рассказывать про этот экзотический рейс и полученные в нем результаты. Измеренные в эстуарии Амазонки величины показателя ослабления достигали нескольких сотен м^{-1} [10]. Был оценен коэффициент горизонтального перемешивания при слиянии крупнейших притоков Амазонки и объективизирована общепринятая классификация амазонских вод, основанная на их видимой окраске, а также были даны количественные характеристики цвета разных вод в соответствии с международной колориметрической системой. Эти результаты представляли существенный интерес для интерпретации данных спутниковых измерений цвета, а оптические измерения в эстуарии реки Амазонка помогли составить достаточно полную картину распространения и трансформации взвешенного вещества, выносимого в прилегающий район Атлантического океана.

В последний достаточно продолжительный период жизни основным направлением научной деятельности Олега Викторовича стали разработка и практическое применение оптических методов дистанционного зондирования океана из космоса. О. В. Копелевич начал заниматься оптическими спутниковыми данными на самом раннем этапе их развития. В 1976–1978 гг. он принял активное участие в разработке алгоритмов обработки данных спутникового многоканального спектрометра МКС, создаваемого специалистами Института электроники АН ГДР в рамках программы «Интеркосмос». В то время спутниковые данные о цвете океана отсутствовали (первый спутниковый сканер цвета CZCS был запущен лишь в октябре 1978 г.). Натурные испытания разработанных алгоритмов были проведены на Черном море с использованием технологического образца МКС.

Начиная с 1990-х гг., О. В. Копелевич активно развивает методы использования данных спутниковых сканеров цвета для исследования и мониторинга морей и океанов. Основные работы этого периода посвящены верификации алгоритмов атмосферной коррекции спутниковых данных о цвете вод и биооптических алгоритмов путем сопоставления данных судовых и спутниковых измерений. По этим данным разработаны региональные биооптические алгоритмы, существенно повысившие по сравнению со стандартными точность определения значений биооптических характеристик морской воды [11]. В Лаборатории оптики океана ИО РАН, начиная с 2002 г., выпускаются электронные атласы биооптических характеристик морей России, построенные по данным спутниковых сканеров цвета (<http://optics.ocean.ru>). Итог работы, проведенной под руководством Олега Викторовича сотрудниками Лаборатории оптики океана по использованию данных спутниковых наблюдений, выполненных современными сканерами цвета за 20 лет — с 1998 по 2017 гг. представлен в коллективной монографии «Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг.» [12] (рис. 3).

Материалы, представленные в Атласе, дают возможность заинтересованным специалистам-океанологам (в первую очередь, биологам и геологам) получить представление о сезонной и межгодовой изменчивости биооптических характеристик в исследованных морях, которую реально можно изучить только с помощью спутниковых данных, и о некоторых интересных явлениях, обуславливающих эту изменчивость, например, цветении фитопланктона, в частности, кокколитофорид. Использование регионального алгоритма расчета концентрации Хл позволило повысить точность оценок величины первичной продукции Карского моря [13].

С изданием Атласа значительная часть исследований Лаборатории оптики океана снова стала носить географический характер, но уже на новом современном уровне.

Для создания и верификации спутниковых региональных биооптических алгоритмов необходимы результаты экспедиционных исследований, получаемых с помощью комплекса специальной аппаратуры. Олег Викторович был инициатором и руководителем создания плавающего спектрорадиометра ПРО-1 (рис. 4), предназначенного для измерения спектральной яркости восходящего излучения непосредственно под поверхностью моря и спектральной облученности поверхности моря [14]. По полученным данным рассчитывается спектральный коэффициент яркости водной толщи. ПРО-1 стал основным прибором для проведения судовых подспутниковых измерений, выполняющихся сотрудниками Лаборатории на протяжении более 20-ти лет.

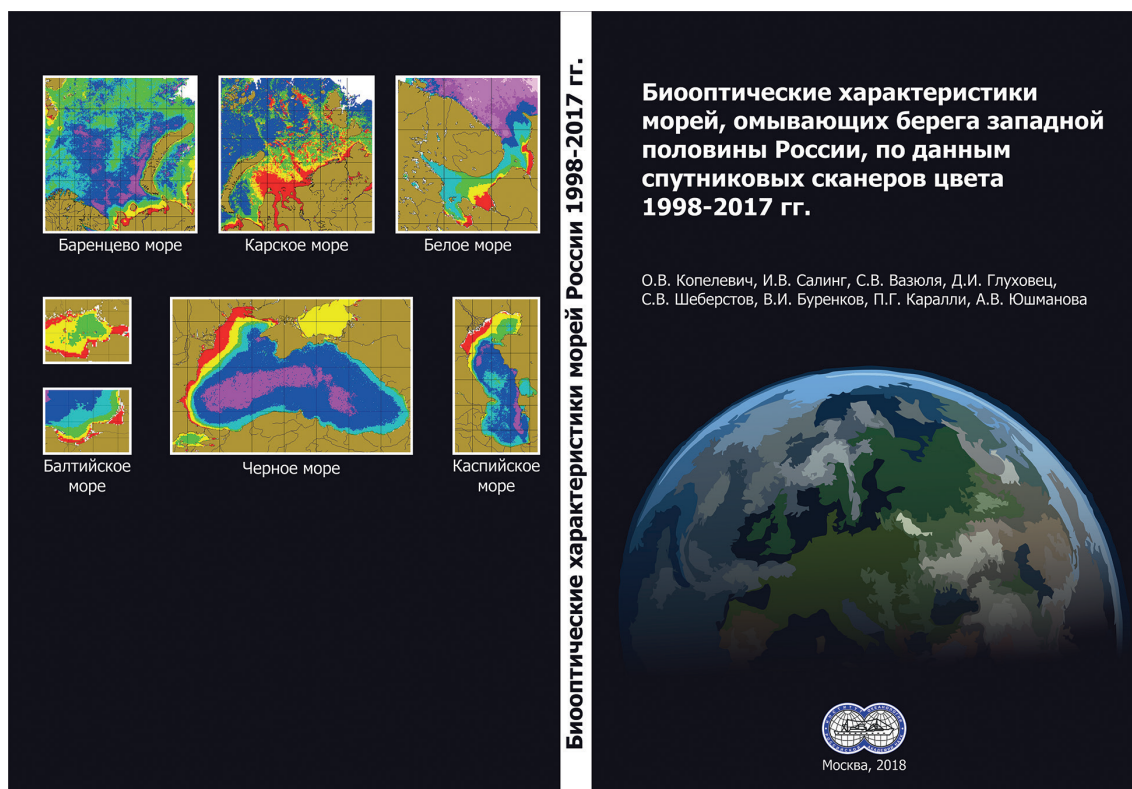


Рис. 3. Обложка монографии [12]

Fig. 3. Cover of the monograph [12]

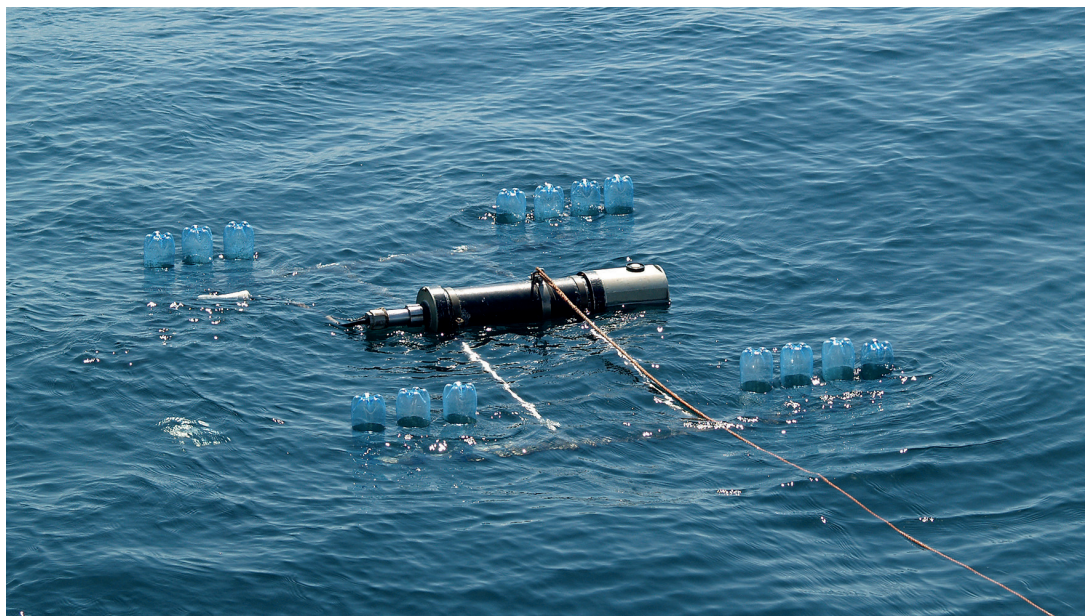


Рис. 4. Измеритель спектрального состава выходящего из водной толщи излучения ПРО-1

Fig. 4. Measuring instrument for the spectral composition of water leaving radiation PRO-1

Кроме того, Олег Викторович участвовал в разработке малогабаритного универсального прозрачноте-ра [15], а также методики определения показателя поглощения морской воды с помощью прибора, осно-ванного на использовании интегрирующей сферы, заполняемой пробами воды [16].

Интересы Олега Викторовича не ограничивались российскими морями. Спутниковые данные исполь-зовались для анализа процессов, происходящих в поверхностном слое Атлантического океана. Например, в работе [17] выполнены расчеты глобальных трендов изменения температуры поверхности, концентрации хлорофилла и площади облачного покрова для разных широтных поясов Атлантического океана от 60° ю.ш. до 60° с.ш.; приведены полученные результаты с оценкой возможных ошибок.

В последние годы возросла актуальность проблемы климатических изменений. В работе [18] был пред-ложен дополнительный список климатически значимых биооптических параметров океана — спектраль-ный коэффициент яркости моря, показатель диффузного ослабления света морской водой и фотосинте-тически активная радиация (ФАР). Совокупность этих трех переменных дает возможность приближенно оценивать не только ФАР, поступающую на поверхность, но и ФАР, вышедшую из-под поверхности и от-раженную от поверхности, а также поглощенную в водной толще.

Большое внимание Олег Викторович также уделял исследованиям световых полей в толще морской воды. В начале 2000-х гг. опубликована серия статей, посвященных методу оценки проникновения видимого и ульт-рафиолетового солнечного излучения в воды арктических морей на основе анализа спутниковых данных, в том числе при наличии облачного покрова [19–21]. Разработанная методика позволила выполнить расчет баланса фотосинтетически активной радиации в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS [22]. В последствии опубликована работа, в которой выполнена оценка проникновения солнечной радиации видимого диапазона в воды Баренцева моря с учетом влияния кокколитофоридных цветений [23].

В 2019–2020 гг. Олег Викторович был приглашенным редактором специального выпуска журнала Journal of Marine Science and Engineering, посвященного световым полям. Для этого выпуска О.В. Копе-левичем с соавторами была подготовлена большая работа [6]. В ней расчет подводного светового поля вы-полнялся посредством двух численных методов — усовершенствованным методом дискретных ординат DISORT и Монте Карло. Расчеты проводились для наборов оптических характеристик, полученных по данным экспедиционных измерений и соответствующих реальным ситуациям. Исследована связь между параметрами светового поля и спектральными коэффициентами яркости водной толщи, проанализиро-вана точность используемых приближенных формул (рис. 5). Используя результаты точных расчетов, оце-нены ошибки четырех наиболее часто используемых формул для оценки коэффициента яркости водной толщи. Даны величины ошибок рассматриваемых приближенных формул, в зависимости от параметров кокколитофоридных цветений, и рекомендации по их использованию.

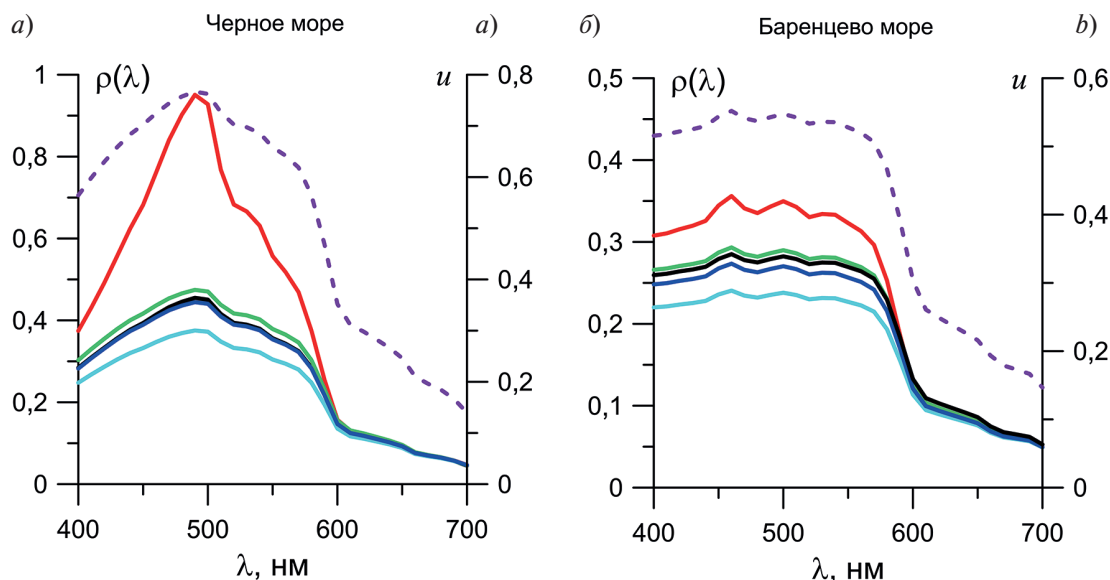


Рис. 5. Значения спектральных коэффициентов яркости водной толщи: точное решение (черная кривая) и результаты приближенных формул (цветные кривые). Концентрация кокколитофорид 10^7 кл./л. a — Черное море, $a(440) = 0,09 \text{ м}^{-1}$, $\theta_0 = 25^\circ$; b — Баренцево море, $a(440) = 0,18 \text{ м}^{-1}$, $\theta_0 = 60^\circ$

Fig. 5. Values of seawater spectral reflectance coefficients: exact solution (black curve) and results of approximate formulas (color curves). The concentration of coccolithophores is 10^7 cells/l. a — Black Sea, $a(440) = 0,09 \text{ м}^{-1}$, $\theta_0 = 25^\circ$; b — the Barents Sea, $a(440) = 0,18 \text{ м}^{-1}$, $\theta_0 = 60^\circ$

О. В. Копелевич опубликовал более 190 научных работ, является соавтором 8-ми коллективных монографий. За научные достижения он награжден Знаком К. Э. Циолковского (2008 г.) и медалями «За международное сотрудничество в области космических исследований» (2009 г.), А. А. Лебедева оптического общества имени Д. С. Рождественского (2010 г.), премией на конкурсе МАИК «Наука» за цикл статей «Использование данных спутниковых наблюдений цвета вод в океанологических исследованиях», опубликованных в 1999–2001 гг. О. В. Копелевич — лауреат премии Совета Министров СССР (1990 г.).

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0128-2021-0001.

Funding

The work was carried out within the framework of the state task on theme No. 0128-2021-0001.

Литература

1. Гольдин Ю.А., Глуховец Д.И. К 80-летию О.В. Копелевича // Океанологические исследования. 2020. Т. 48, № 2. С. 173–179. doi:10.29006/1564–2291.JOR-2020.48(2).12
2. Копелевич О.В., Шифрин К.С. Современные представления об оптических свойствах морской воды // Оптика океана и атмосферы / ред. К.С. Шифрин. М.: Наука, 1981. С. 4–55.
3. Копелевич О.В. Малопараметрические модели оптических свойств морской воды // Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. С. 208–234.
4. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
5. Kopelevich O.V. The current low-parametric models of seawater optical properties // Proceedings of the II International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters” (ONW’2001), St. Petersburg: D.S. Rozhdestvensky Optical Society, 2001. P. 18–23.
6. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a coccolithophore bloom on the underwater light field and the albedo of the water column // Journal of Marine Science and Engineering. 2020. 8(6):456. doi:10.3390/jmse8060456
7. Левин И.М., Копелевич О.В. Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 374–379.

8. Буренков В.И., Гуревич И.Я., Копелевич О.В., Шифрин К.С. Спектры яркости выходящего излучения и их изменение с высотой наблюдения // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 41–58.
9. Mobley C.D. Light and water: radiative transfer in natural waters. Academic Press, 1994. 592 p.
10. Монин А.С., Копелевич О.В. Гидрооптическое влияние Амазонки на океан // Доклады АН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1482–1486.
11. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Sheberstov S.V., Evdoshenko M.A. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2004. Vol. 51, N 1. P. 1063–1091. doi:10.1016/S0967-0645(04)00101-8
12. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. / Отв. ред. д. ф.-м. н. О.В. Копелевич. Москва: Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 2018. 140 с. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (дата обращения: 15.01.2022).
13. Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // Journal of Sea Research. 2017. Vol. 125. P. 1–17. doi:10.1016/j.seares.2017.05.004
14. Артемьев В.А., Буренков В.И., Вортман М.И., Григорьев А.В., Копелевич О.В., Храпко А.Н. Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрорадиометр и его метрология // Океанология. 2000. Т. 40, № 1. С. 148–155.
15. Патент RU2341786: URL: <https://findpatent.ru/patent/234/2341786.html> (дата обращения 5.02.2022).
16. Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Копелевич О.В., Зайцева А.Ф., Погосян С.И. Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы // Светотехника. 2017. № 5. С. 39–43.
17. Шеберстов С.В., Копелевич О.В., Лукьянова Е.А. Анализ межгодовых трендов температуры поверхности океана и концентрации хлорофилла в Атлантическом океане по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 4. С. 274–282.
18. Копелевич О.В., Костяной А.Г. Использование биооптических параметров океана, определяемых по спутниковым данным, в качестве основных климатических переменных // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 3. С. 8–29. doi:10.21513/2410-8758-2018-3-8-29
19. Васильков А.П., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Еришова С.В., Кротков Н.А. Модель для расчетов переноса ультрафиолетового излучения в водах арктических морей // Океанология. 1999. Т. 39. С. 192.
20. Еришова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Метод оценки проникновения видимого и ультрафиолетового солнечного излучения в воды арктических морей на основе спутниковых данных: случай безоблачной атмосферы // Океанология. 2001. Т. 41, № 3. С. 335–343.
21. Еришова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Метод оценки проникновения солнечного излучения в воды арктических морей на основе спутниковых данных: случай сплошной облачности // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 22–31.
22. Копелевич О.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Шеберстов С.В., Набиуллина М.В. Оценка баланса фотосинтетически активной радиации в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS // Океанология. 2003. Т. 43, № 6. С. 834–845.
23. Копелевич О.В., Вазюля С.В., Григорьев А.В., Храпко А.Н., Шеберстов С.В., Салинг И.В. Проникновение солнечной радиации видимого диапазона в воды Баренцева моря в зависимости от облачности и кокколитофоридных цветений // Океанология. 2017. Т. 57, № 3. С. 445–453. doi:10.7868/S0030157417020095

References

1. Goldin Yu.A., Glukhovets D.I. Celebrating the 80-th jubilee of Dr. Oleg Kopelevich. *Journal of Oceanological Research*. 2020, 48, 2, 173–179 (in Russian). doi:10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(2).12
2. Kopelevich O.V., Shifrin K.S. Modern ideas about the optical properties of sea water. *Optics of the Ocean and Atmosphere*, ed. K.S. Shifrin. M., Nauka, 1981, 4–55 (In Russian).
3. Kopelevich O.V. Low-parameter models of optical properties of seawater. *Ocean Optics*. T.1. Physical optics of the ocean. M., Nauka, 1983, 208–234 (In Russian).
4. Shifrin K.S. Introduction to ocean optics. L., Gidrometeoizdat, 1983. 278 p. (in Russian).
5. Kopelevich O.V. The current low-parametric models of seawater optical properties. *Proceedings of the II International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters” (ONW’2001)*, St. Petersburg, D.S. Rozhdestvensky Optical Society, 2001, 18–23.

6. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a coccolithophore bloom on the underwater light field and the albedo of the water column. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2020, 6, 456. doi.org/10.3390/jmse8060456
7. Levin I.M., Kopelevich O.V. Correlations between the inherent hydrooptical characteristics in the spectral range close to 550 nm. *Oceanology*. 2007, 47, 3, 344–349 doi:10.1134/S000143700703006X
8. Burenkov V.I., Gurevich I. Ya., Kopelevich O.V., Shifrin K.S. Brightness spectra of outgoing radiation and their change with observation height. *Optical Methods for Studying Oceans and Inland Waters*. Novosibirsk, Nauka, 1979, 41–58 (In Russian).
9. Mobley C.D. Light and water: Radiative transfer in natural waters. *Academic Press*, 1994. 592 p.
10. Monin A.S., Kopelevich O.V. Hydrooptical influence of the Amazon on the ocean. *Doklady Academy of Sciences of the USSR*. 1983, 273, 6, 1482–1486 (In Russian).
11. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Sheberstov S.V., Evdoshenko M.A. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2004, 51, 1, 1063–1091. doi:10.1016/j.dsr2.2003.10.009
12. Kopelevich O.V., Saling I.V., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Karalli P.G., Yushmanova A.V. Biooptical characteristics of the seas washing the shores of the western half of Russia, according to satellite color scanners 1998–2017 / Ed. Managing editor Dr. O.V. Kopelevich. *Moscow, Shirshov Institute of Oceanology*, 2018. 140 p. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (In Russian) (Access date: 15.01.2022).
13. Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms. *Journal of Sea Research*. 2017, 125, 1–7. doi:10.1016/j.seares.2017.05.004
14. Artem'iev V.A., Burenkov V.I., Vortman M.I., Grigoriev A.V., Kopelevich O.V., Khrapko A.N. Sub-truth measurements of ocean color: a new floating spectroradiometer and its metrology. *Oceanology*. 2000, 40, 1, 139–145 (in Russian).
15. Patent RU2341786: URL: <https://findpatent.ru/patent/234/2341786.html> (access date: 05.02.2022).
16. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Kopelevich O.V., Zaytseva A.F., Pogosyan S.I. Measuring the sea water absorption factor using integrating sphere. *Light & Engineering*. 2018, 26, 1, 120–126. doi:10.33383/2016–079
17. Sheberstov S.V., Kopelevich O.V., Lukyanova E.A. Analysis of inter-annual trends of sea surface temperature and chlorophyll concentration in the Atlantic Ocean from satellite data. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2011, 8, 4, 274 (in Russian).
18. Kopelevich O.V., Kostyanov A.G. The use of bio-optical parameters of the ocean derived from satellite data as essential climate variables. *Fundamental and Applied Climatology*. 2018, 3, 8–29 (in Russian). doi:10.21513/2410-8758-2018-3-8-29
19. Vasilkov A.P., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Krotkov N.A. A model for calculation of ultraviolet radiation transfer in Arctic waters. *Oceanology*. 1999, 39, 2, 172–180.
20. Ershova S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Khrapko A.N. A method for estimating the penetration of solar visual and ultraviolet radiation into the waters of the Arctic seas using satellite data: the case of a cloudless atmosphere. *Oceanology*. 2001, 41, 3, 317–325.
21. Ershova S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V. A method for estimating the penetration of solar radiation into the waters of the Arctic seas based on satellite data: the case of a totally overcast sky. *Oceanology*. 2002, 42, 1, 17–26.
22. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Sheberstov S.V., Nabiullina M.V. An assessment of the photosynthetically active radiance balance in the Barents Sea from the data of the SeaWiFS satellite color scanner. *Oceanology*. 2003, 43, 6, 786–796.
23. Kopelevich O.V., Vazyulya S.V., Grigoriev A.V., Khrapko A.N., Sheberstov S.V., Sahling I.V. Penetration of visible solar radiation in waters of the Barents Sea depending on cloudiness and coccolithophore blooms. *Oceanology*. 2017, 57, 3, 402–409. doi:10.1134/S0001437017020096

Об авторах

ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич	Кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией, Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-5641-4227, elibrary AuthorID: 924346, e-mail: glukhovets@ocean.ru
ГОЛЬДИН Юрий Анатольевич	Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова, Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-5731-5458, Scopus Author ID: 6602648464, elibrary AuthorID: 58653, e-mail: goldin@ocean.ru

УДК 551.463.5

© Е. Б. Шибанов*, М. Е. Ли, 2022

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

*E-mail: e-shybanov@mail.ru

ВЛИЯНИЕ ПОЛИДИСПЕРСНОСТИ ГИДРОЗОЛЯ НА СПЕКТРАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА РАССЕЯНИЯ СВЕТА МОРСКОЙ ВОДОЙ В МАЛЫХ УГЛАХ

Статья поступила в редакцию 14.02.2022, после доработки 05.09.2022, принята в печать 11.09.2022

Для корректной интерпретации результатов измерений спектрально-угловой структуры однократно рассеянного света в природной и в искусственной воде высокой прозрачности ставилась задача аналитически и экспериментально определить влияние изменения дисперсного состава взвешенных частиц на спектральные свойства рассеяния света в малых углах. Считалось, что в воде всегда существует определенная корреляция в положениях рассеивающих центров, вследствие чего индикатриса рассеяния света водой имеет острый пик в нуле градусов. На основе алгоритмов то теории Ми рассчитывались суммы интенсивностей и амплитуд рассеяния света полидисперсной взвесью со степенным законом распределения частиц, максимальный размер которых варьировался. Квадрат суммы амплитуд рассеяния сопоставлялся с величиной классического слагаемого. Показано, что в коротковолновой области видимого диапазона спектра с увеличением максимального радиуса частиц, начиная примерно с 0,2 мкм, происходит существенная компенсация эффекта пространственной корреляции частиц. Причем вклад дополнительного слагаемого сильнее уменьшается в области больших углов рассеяния. Измерены спектральные свойства рассеяния света морской водой при последовательной фильтрации через нуклеопоровые фильтры с диаметром пор 2, 1, 0,45 мкм. Анализовалась область углов рассеяния от 6 до 90°. Бралась пробы воды с поверхности Черного моря. Относительная прозрачность морской воды варьировалась от 16 до 19 м. Было обнаружено, что после фильтрации через фильтр с порами $d = 1$ мкм появляются спектральные особенности рассеяния света, с выраженным характерным минимумом спектральной кривой в окрестности 30°. Наиболее отчетливо эффект проявлялся на следующем этапе фильтрации, т. е. при $d = 0,45$ мкм. Показано, что угловая зависимость показателя степени спектрального наклона, полученного в результате обработки экспериментальных данных, соответствует теоретическим предсказаниям.

Ключевые слова: рассеяние света, спектральные свойства, угловой показатель рассеяния, гидрозоль, морская вода, форм-фактор, пространственные корреляции, распределение частиц по размерам, фильтрация

© E. B. Shybanov*, M. E. Lee, 2022

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

*E-mail: e-shybanov@mail.ru

EFFECT OF A POLYDISPERSE HYDROSOL ON THE SPECTRAL PROPERTIES OF LIGHT SCATTERING BY SEAWATER AT FORWARD ANGLES

Received 14.02.2022; Revised 05.09.2022; Accepted 11.09.2022

In this paper we discuss the problem how to analyze the results of spectral volume scattering function measurements in natural waters and artificial ones. Analytical predictions and experimental proves of the remarkable changes in the properties of the light scattering at small angles after a filtration of water sample are presented. It was proposed that a certain correlations in the positions of scattering centers always exist in the water which were resulted in the volume scattering function of any natural water was strong forward peaked. Based on Mie theory the sums of scattering amplitudes and scattering radiances were calculated for a power-law particle size distribution while the maximal radius was varied. The square of the sum of the scattering amplitudes was compared with the value of the classical term. It is shown that in the “blue” a significant compensation of the effect of spatial correlation of particles occurs with an increasing of the maximum radius of particles, starting from the radius is about 0.2 μm . The contribution of the additional term decreases faster at general angles region. The spectral properties of light scattering by seawater during sequential filtration through nucleopore filters with a pore diameter of 2, 1, and 0.45 μm have been measured. The volume

Ссылка для цитирования: Шибанов Е.Б., Ли М.Е. Влияние полидисперсности гидрозоля на спектральные свойства рассеяния света морской водой в малых углах // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 18–26. doi:10.48612/fpg/41ha-gn1d-hxup

For citation: Shybanov E.B., Lee M.E. Effect of a Polydisperse Hydrosol on the Spectral Properties of Light Scattering by Seawater at Forward Angles. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 18–26. doi:10.48612/fpg/41ha-gn1d-hxup

scattering function data at scattering angles from 6 to 90 degrees were analyzed. Water samples were taken from the surface of the Black Sea at the beginning of October. The Secchi depths are varied from 16 up to 19m. It was found that after filtration through a filter with pores diameter equalled to 1 μm , the typical deep at 30° of spectral slope of volume scattering function was appeared. Such deep becomes stronger after the next stage of filtration, when diameter of pores was equal to 0.45 μm . It is shown that the angular dependence of the exponent of the spectral slope obtained as a result of processing the experimental data is in consistent with theoretical predictions.

Keywords: light scattering, spectral properties, volume scattering function, hydrosol, sea water, form-factor, spatial correlations, particle size distribution, filtration

1. Введение

Совершенствование теории предполагает глубокий анализ основных принципов ее построения. Принцип аддитивности влияния различных компонент морской среды на ее оптические характеристики составил основы гидрооптики. Он следует из предположения о независимом расположении рассеивающих центров и на малости длины волны по сравнению с расстояниями между частицами [1]. Насколько строго такое допущение? Хорошо известно, что индикатриса рассеяния морской воды имеет острый пик в направлении нулевого угла. Из теории рассеяния известно, что ряд разложения рассеянной электромагнитной волны по угловым функциям можно оборвать, например, для сферических частиц на порядковом номере полинома, оцениваемым как $n_{\text{max}} \approx x + 6 \cdot x^{1/3}$, где x — параметр дифракции. Иными словами, производная индикатрисы рассеяния света на частицах в нуле должна равняться нулю. Устойчивый по времени пик будет свидетельствовать о наличии определенных, хотя и малых, корреляций в положениях рассеивающих центров.

Для морских индикатрис доля рассеяния в узком интервале углов от 0 до 4°, за вычетом молекулярной составляющей, как правило, составляет более 50 % [2, 3]. Интересна величина вклада реальных частиц. К сожалению, в области малых углов имеются существенные проблемы измерений, в основном вследствие паразитных лучей, обусловленных в первую очередь дифракцией на апертуре [4, с. 181]. При этом минимальная величина углового показателя рассеяния света морской водой вблизи 0°, равная $100 \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ на длине волны 510 нм, по литературным данным на 5 порядков превышает его теоретическое значение, рассчитанное для молекулярного рассеяния на длине волны 400 нм [5]. В литературе имеется очень мало сведений об экспериментально измеренных спектральных свойствах рассеяния морской воды в диапазоне углов 0–30°. Наиболее детальные спектральные измерения индикатрисы рассеяния света от 30 до 150° впервые были проведены Морелем [6]. Основной его результат состоит в том, что по мере приближения к направлению проникающего в среду светового излучения рассеяние становится менее селективным, что качественно согласуется с предложенной позднее моделью двухкомпонентной взвеси [7]. Однако данный результат противоречит интерпретации результатов измерения поляризационных свойств рассеяния [8], поскольку оптически мягкие частицы с уменьшением угла сильнее рассеивают коротковолновую радиацию. Область малых углов всегда вызвала множество вопросов. Например, всем разработчикам оптических нефелометров известно, что для получения опорной калибровочной воды высокого качества необходимо удалить из нее не только крупные частицы, но и существенно уменьшить концентрацию остальных растворенных примесей. Но растворенная часть примеси не должна сильно искажать форму молекулярной индикатрисы, поскольку это тоже молекулы. В последние годы выявились несоответствия данных измерений индикатрисы рассеяния абсолютно чистой воды теоретическим представлениям и в области больших углов рассеяния. В идеально чистой воде в естественных условиях обнаружены газовые компоненты не только в растворенной форме, но и в виде стабильных пузырьков малого размера — бабстонов [9, 10]. Однако результаты экспериментальной оценки их размера в растворе NaCl дают величины порядка 0,1 мкм [11], и не превышающие 0,6 мкм для других электролитов [12], что не может объяснить результаты измерений рассеяния света в малых углах в чистой воде.

Основываясь на физических принципах межмолекулярного взаимодействия в жидкости, в работе [13] была предложена гипотеза о согласованном распределении неоднородностей в объеме воды, с линейным размером большим длины световой волны. Гипотеза постулирует существование подпространства, с объемной мерой равной нулю, в котором располагаются примеси и мелкие частицы [14]. Таким образом, вклад реальных частиц в рассеяние света вперед в чистых природных водах может быть незначительным. Целью данной работы является определение условий, при которых по результатам оптических измерений можно оценить количественный и, возможно, качественный состав взвешенных в морской воде частиц.

2. Теория и численные расчеты

Нижеизложенный подход, предложенный в [14] и развитый в [13], основан на следующих принципах и постулатах.

1. Термодинамические процессы в жидкости слишком медленны по сравнению со временем взаимодействия излучения со средой. Если ограничить размер оптических неоднородностей долями миллиметра, то характерное время взаимодействия света с неоднородностями будет меньше 10^{-12} с. Для сравнения средний период, за который молекула воды меняет свое положение равновесия, равняется 10^{-11} с. Из энергетических соображений в жидкости молекулам выгодно распадаться на кластеры, временные структуры, между которыми располагаются свободные, несвязанные молекулы.

2. Пассивные примеси, по определению не взаимодействуя с объемом воды, располагаются между кластерами воды. Границы кластеров образуют пространство пониженной размерности, в котором примеси и свободные молекулы располагаются случайно и статистически равновесно.

3. Кластер воды совместно с расположенными на его границе примесями определяется как оптическая квазичастица, время существования которой должно быть ограничено, вследствие генерации водой собственных звуковых колебаний (меньше 10^{-7} с). Квазичастицы разного размера (и формы) заполняют объем жидкости.

На рис. 1 показан пример случайного расположения частиц в объеме воды, при условии, что частицы не могут находиться внутри сфер разного диаметра.

Поскольку радиусы и центры соседних сфер независимы, то в первом приближении задача сводится к расчету рассеяния света на локальных квазичастицах, представляющих собой частицы с оболочкой. Падающее поле считается однородным и определяется суперпозицией внешнего поля и среднего поля, обусловленного рассеянием на всех частицах. По той причине рассеяние будет определяться внешней оболочкой и внутренним объемом кластера.

Пусть в некоторой области находятся n одинаковых частиц. Тогда для учета их взаимного расположения необходимо возвести в квадрат сумму всех фазовых множителей.

$$\left| \sum_{j=1}^n e^{i\varphi_j} \right|^2 = n + 2 \sum_{j=1}^n \sum_{k=j+1}^n \cos(\varphi_j - \varphi_k). \quad (1)$$

Двойная сумма учитывает всевозможные парные сочетания фаз. Величина $\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n e^{i\varphi_j}$ есть форм-фактор области, где расположены частицы. Форм-фактор определяет способ сложения амплитуд с учетом фазового множителя и влияет на спектральный ход рассеяния в зависимости от угла наблюдения и отношения характерного размера к длине волны. Если существует $n \cdot (n - 1)/2$ таких областей, в которых случайным образом расположены только две частицы, то выражение для интенсивности рассеяния, нормированной на интенсивность рассеяния одной частицы, будет аналогично выражению (1) и отличаться в основном первым слагаемым правой части.

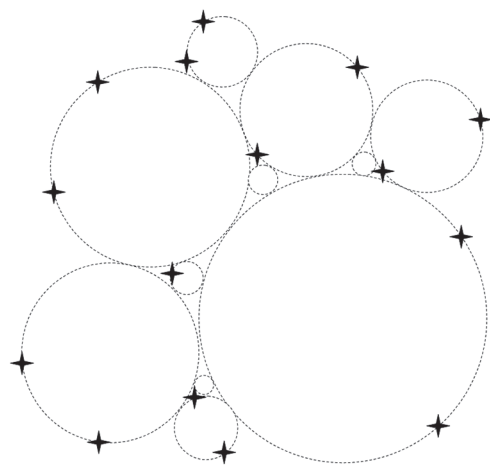


Рис. 1. Модель неоднородностей воды. Пунктирными линиями обозначены положения, в которых могут находиться реальные частицы, обозначенные крестиками

Fig. 1. Schematic for nonuniformities of water. The suspended particles (crosses) are located in positions marked by dotted lines

$$\sum_{j=1}^{n(n-1)/2} \left| e^{i\varphi_{j,1}} + e^{i\varphi_{j,2}} \right|^2 = n \cdot (n - 1) + 2 \sum_{j=1}^{n(n-1)/2} \cos(\varphi_{j,1} - \varphi_{j,2}). \quad (2)$$

Вследствие случайного характера распределения частиц в одинарной сумме в (2) могут повторяться сочетания $\varphi_{j,1}$, $\varphi_{j,2}$. Однако вероятность такого события уменьшается с ростом n как $1/n$. Таким образом задача учета эффектов пространственных корреляций в положениях частиц в воде сводится к задаче расчета рассеяния света на оптических квазичастицах.

В случае полидисперсного распределения реальных частиц по размерам, и при условии малости их размеров по сравнению с характерным размером квазичастицы, в выражение для интенсивности рассеяния войдет квадрат средних амплитуды рассеяния полидисперсной взвеси. Пусть $\partial N / \partial r$ — функция распределения квазичастиц по размерам. Тогда интенсивность рассеяния света ансамблем квазичастиц будет выражаться через интеграл.

$$I(\theta, \lambda) = \lambda^2 \frac{|\bar{S}_1|^2 + |\bar{S}_2|^2}{8\pi^2} \int [f_s(\theta, \lambda) \cdot s(r) \cdot n_s - f_v(\theta, \lambda) \cdot v(r) \cdot n_v]^2 \partial N / \partial r dr, \quad (3)$$

где $\bar{S}_i = \int_{r_0}^{r_{\max}} S_i(r) p(r) dr / \int_{r_0}^{r_{\max}} p(r) dr$ — осредненный по функции распределения реальных частиц $p(r)$ элемент амплитудной матрицы рассеяния; $f_s(\theta, \lambda)$, $f_v(\theta, \lambda)$ — форм-факторы поверхности квазичастицы и ее объема; $s(r)$, $v(r)$ — площадь поверхности и объем квазичастицы; n_s , n_v — концентрация реальных частиц на единицу поверхности квазичастицы и в единице объема; θ — угол рассеяния.

Второе слагаемое в квадратных скобках с обратным знаком учитывает влияние рассеяния на всех частицах среды, поскольку внутри квазичастицы частицы отсутствуют.

В данной работе нас интересует отношение дополнительного слагаемого к классическому слагаемому без учета влияния форм-фактора. Вычислим это отношение как функцию угла рассеяния в зависимости от максимально возможного размера при степенном распределении Юнге. На основе теории Ми была написана программа расчета суммы интенсивностей рассеяния частиц полидисперсной взвеси, а также и суммы амплитуд рассеяния света полидисперсной взвесью. Рассчитаны интегралы комплексных амплитуд $S_1(\lambda)$, $S_2(\lambda)$ по степенной функции распределения. Интегрирование проводилось от размера, много меньшего длины волны, до максимального радиуса $r_{\max}$, являющегося параметром задачи. Полученный результат нормировался на сумму интенсивностей рассеяния для заданного распределения по размерам. Поскольку квадрат суммы амплитуд нелинейно зависит от концентрации и числа частиц, считалось, что это отношение равно единице, если максимальный радиус $r_{\max}$ стремиться к нижнему пределу интегрирования.

Результаты расчетов, приведенные на рис. 2 для различных углов рассеяния, получены для длины волны $\lambda = 0,443$ мкм и при относительном показателе преломления взвешенных частиц, равном $n = 1,17$. Понятно, что если $r_{\max} \rightarrow 0$, то нормированный квадрат амплитуды близок к релеевской индикатрисе рассеяния, а с ростом $r_{\max}$ как анализируемая величина, так и индикатриса рассеяния становится более вытянутой вперед.

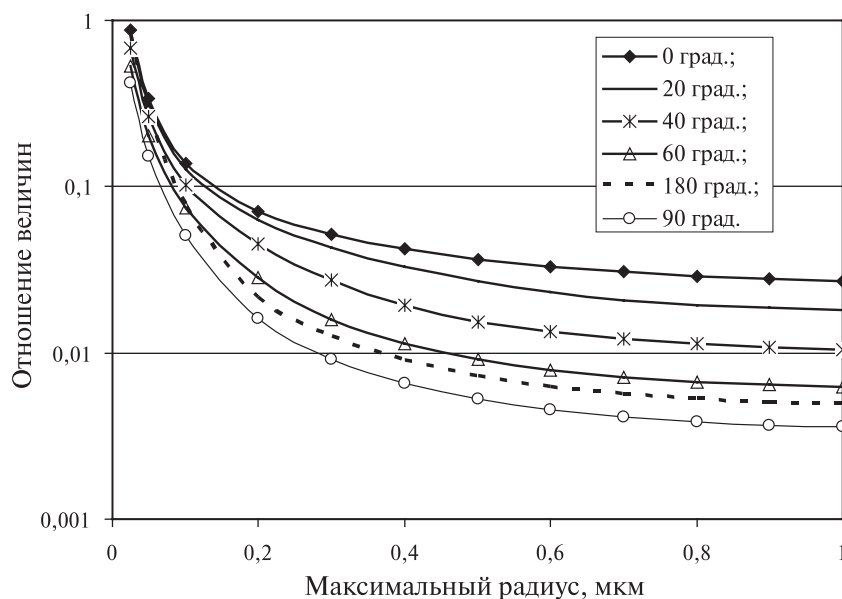


Рис. 2. Отношение квадрата суммы амплитуд рассеяния взвешенных в воде частиц, при условии равенства фазы световой волны, к интенсивности рассеяния в зависимости от максимально возможного радиуса частиц в распределении Юнге. Длина волны 0,443 мкм. Относительный показатель преломления $n = 1,17$

Fig. 2. The ratio of the square of the sum of the scattering amplitudes for suspended particles in water to the radiance, provided that the phases of the light wave are equal, depending on the maximal radius of particle for the power law distribution. Wavelength was equal to 0.443 μm . Relative refractive index was equal to 1.17

Основная особенность показанных кривых состоит в падении эффективности рассеяния с ростом параметра $r_{\max}$, что есть следствие сложения амплитуд с различными фазами. Очевидно, что интеграл по всем направлениям от нормированного квадрата амплитуды становится существенно меньше единицы при увеличении $r_{\max}$. Поэтому доля классического слагаемого, описывающего рассеяние на случайно распределенных частицах, будет расти по мере того, как в рассеянии света будут вносить вклад более крупные частицы. Приведенный пример показывает, что учет пространственных корреляций наиболее важен, когда относительное количество более крупных частиц резко уменьшается, то есть для чистых искусственных и особо чистых природных вод. Вторая особенность поведения кривых на рис. 2 состоит в заметном снижении эффектов корреляции фаз рассеянного света с увеличением угла. Учет форм фактора приведет еще к большему разбросу кривых для малых и больших углов рассеяния.

3. Эксперимент

Рассеивающие свойства морской воды определялись с помощью Многоканального Измерителя Объемной Функции Рассеяния (MVSM), разработанного в период с 2002 по 2006 гг. [15]. Измерения проводились в 12-ти интервалах длин волн 380, 400, 412, 435, 456, 490, 532, 560, 590, 625, 683, 780 нм со спектральным разрешением от 10 до 20 нм. Угловой диапазон измерения составлял от 0,55 до 177,75°. Данные получены в ходе оптической экспедиции на океанографической платформе в п. Кацивели в начале сентября 2019 г. Пробы брались с поверхности и с глубины 25–30 м. Относительная прозрачность морской воды по диску Секки варьировалась от 16 до 19 м.

Для оценки влияния взвешенных частиц пробы морской воды фильтровались через фильтры с диаметром пор 2, 1 и 0,45 мкм. Чтобы снизить эффект уменьшения эффективного диаметра пор вследствие засорения фильтра частицами фильтрация проводилась последовательно, начиная с образцов воды, пропущенных через фильтры, имеющие больший диаметр пор. На рис. 3 показаны величины углового показателя рассеяния света морской водой на длине волны 465 нм за вычетом значений полученных для воды очищенной методом обратного осмоса.

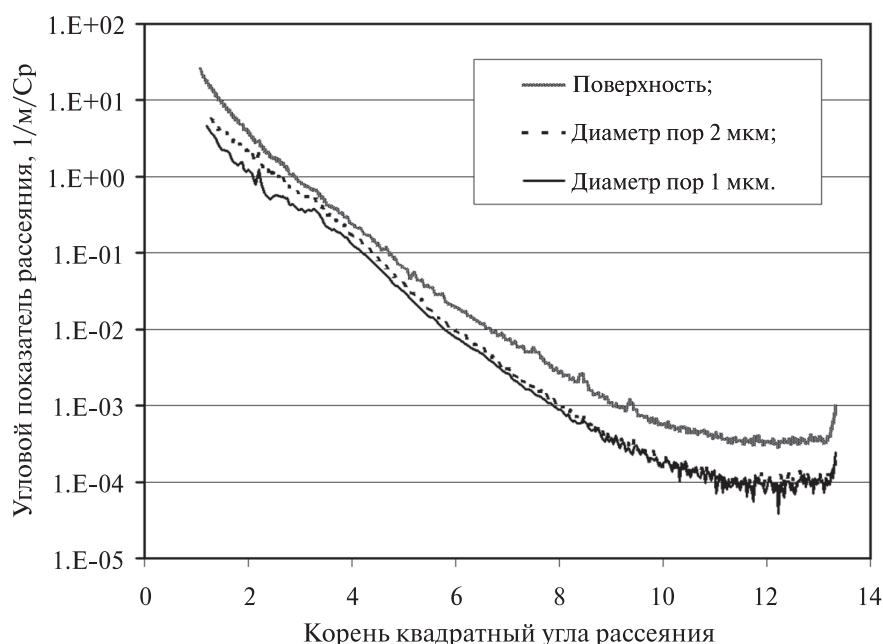


Рис. 3. Угловой показатель рассеяния света фильтрованной морской водой на длине волны 465 нм в сравнении с показателем рассеяния света в пробе, взятой с поверхности моря. Величины рассчитаны за вычетом рассеяния света в воде, очищенной методом обратного осмоса

Fig. 3. The volume scattering function (VSF) of filtered sea water at 465 nm compared to VSF of the surface sea water. All data are presented with account for the light scattering in reference fresh water purified by the method of reverse osmos

Из рисунка видно, что удаление из воды частиц, больших 2 мкм, заметно снижает показатель рассеяния во всем угловом интервале. После следующего этапа фильтрации происходит также уменьшение показателя рассеяния, но по сравнению с сильной угловой зависимостью, на 6-порядков, такое уменьшение кажется несущественным. Данные закономерности наблюдались во всех спектральных интервалах. Отметим, что величины показателя рассеяния воды, отфильтрованной через 0,45 мкм и 1 мкм, практически совпадали. Также оказались достаточно близкими значения угловых показателей рассеяния света для фильтрованной морской воды — диаметр пор 2 мкм, и для проб воды, взятых с глубин 25–30 м.

Проанализируем спектральные свойства рассеяния света морской водой, содержащей только мелкие частицы. На рис. 4 приведен показатель рассеяния морской воды на всех длинах волн. С целью уменьшения влияния погрешности измерений на качество рисунка величины молекулярного рассеяния не вычитались. Рисунок демонстрирует достаточно сложную спектрально-угловую структуру рассеяния света в воде, содержащей только мелкие частицы ($d < 1$ мкм).

Разброс кривых в области больших углов в основном обусловлен молекулярным рассеянием. Однако аналогичная тенденция наблюдается и при уменьшении угла, начиная с 30° . Как уже отмечалось, индикатриса рассеяния остается сильно вытянутой вперед. Кроме того, наименьший спектральный разброс значений рассеяния наблюдается примерно на 30° и увеличивается в сторону малых и больших углов. Наличие локального минимума селективности рассеяния света водой, за вычетом молекулярного рассеяния, было подтверждено как модельными расчетами [13], так и было обнаружено в экспериментах по измерению спектрально-углового показателя рассеяния света в разбавленной суспензии Маалокса. Несмотря на близость угловых показателей рассеяния света фильтрованной воды через фильтры с порами 1 и 0,45 мкм, обнаруживаются определенные спектральные различия, показанные на рис. 5.

Спектральные особенности рассеяния света приведены для следующих образцов:

- морской воды, относительная прозрачность которой по диску Секки составляла 19 м, отфильтрованной через фильтр с диаметром пор 1 мкм;
- морской воды, отфильтрованной через фильтр с диаметром пор 0,45 мкм;
- морской воды, взятой с поверхности возле платформы.

Спектрально-угловой показатель рассеяния для каждого угла аппроксимировался степенной зависимостью от длины волны $\beta_p(\lambda_0, \theta)(\lambda/\lambda_0)^{-\gamma(\theta)}$. Кривые построены без вычета молекулярной составляющей. Поэтому чем выше селективность рассеяния в обычных углах, тем чище вода. Для всех образцов фильтрованной воды обнаруживается локальный минимум кривой показателя степени $\gamma(\theta)$ в окрестности угла 30° . Этот минимум проявляется более отчетливо с уменьшением размер пор фильтра. В морской воде, взятой с поверхности, локальный минимум практически не заметен.

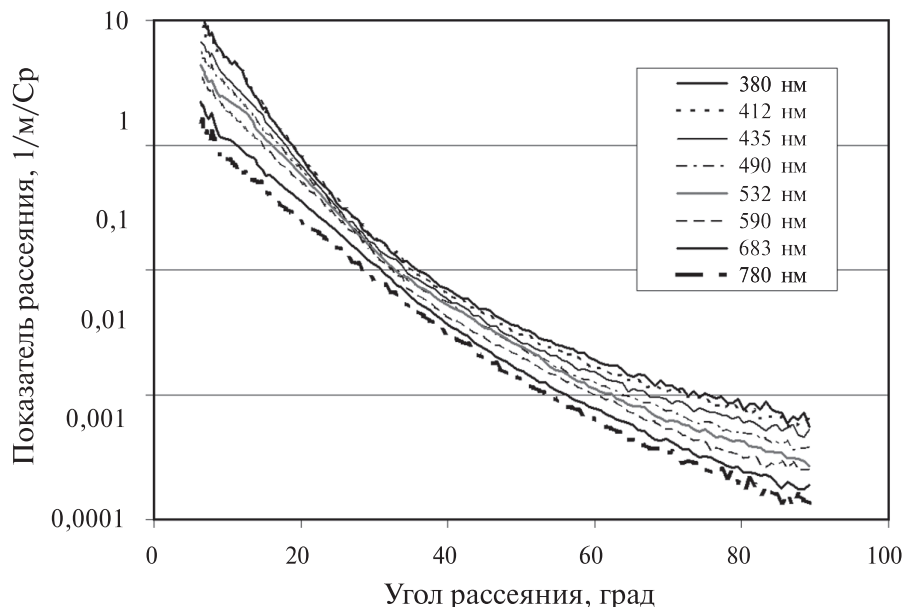


Рис. 4. Угловой показатель рассеяния морской воды, профильтрованной через фильтр с диаметром пор 1 мкм

Fig. 4. The VSFs of the filtered seawater. Pore sizes were equal to 1 μm

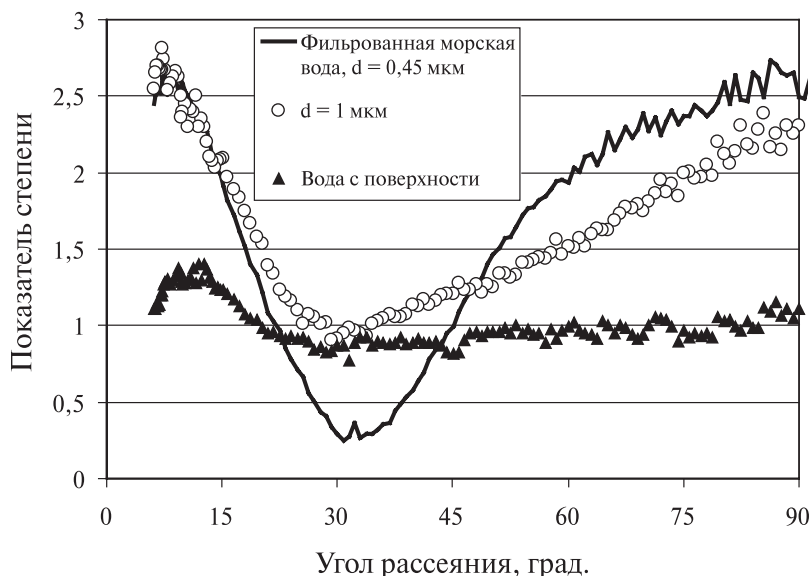


Рис. 5. Спектральные закономерности рассеяния света морской водой в передней полусфере

Fig. 5. Spectral properties of VSF for seawater at forward direction

4. Выводы

Рассеяние света морской водой остается сильно анизотропным при фильтрации проб воды через фильтры с размерами пор 2, 1 и 0,45 мкм. Как показали результаты экспериментов, дальнейшая фильтрация через фильтр с меньшими размерами пор лишь незначительно уменьшает величину показателя рассеяния света водой в малых углах. Этот свидетельствует о том, что механизм рассеяния света в фильтрованной воде уже не связан с крупными взвешенными частицами, а индикатриса рассеяния света водой остается анизотропной вследствие корреляции в положениях оптических неоднородностей.

Для объяснения полученных результатов предлагается использовать новое понятие — оптическая квазичастица, позволяющее учесть влияние корреляций положений мелких частиц и других оптических неоднородностей на рассеяние света водой. Показан статистический смысл этого термина. Хотя аналитическое выражение для интенсивности рассеяния света, учитывающее согласованное распределение частиц в воде, явно зависит от неизвестной априори функции распределения квазичастиц по размерам, это выражение пропорционально квадрату суммы интенсивностей рассеяния света ансамблем полидисперсных частиц. Поэтому становится возможным теоретически предсказать закономерности изменения вклада рассеяния на квазичастицах в полное рассеяние света морской водой при изменении функции распределения частиц, взвешенных в воде.

Результаты экспериментов показали, что после удаления из морской воды взвешенных частиц, размер которых превышает 1 мкм, угловой показатель рассеяния света приобретает спектральные особенности в передней полусфере, нехарактерные для рассеяния света на частицах. Такие необычные спектральные особенности рассеяния света описываются моделью оптических неоднородностей воды, предложенной в [13]. На основании приведенных модельных расчетов и результатов экспериментов можно предположить, что рассеяния света в воде происходит не сразу на частицах, а через интерфейс возможных положений частиц — совокупность пространственных функций распределения. При этом анизотропия рассеяния формируется за счет форм-фактора элементов этого интерфейса. И те примеси, которые были бы неразличимы в случае статистически равновесного распределения во всем объеме, вносят вклад в рассеяние света.

Полученные результаты объясняют также следующий факт — малое разнообразие форм индикатрис рассеяния света естественной водой, несмотря на большое разнообразие примесей. При этом вероятность рассеяния назад в основном определяется показателем преломления примесей [16].

Финансирование

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 18-45-920048 «Новый подход в исследовании характеристик рассеяния света в полидисперсных водных суспензиях прибрежных акваторий с учетом физико-хи-

мических и структурных процессов» и частично в рамках государственного задания Тема 0555-2021-0003 «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»).

Funding

The work was carried out within the framework of the RFBR grant No. 18-45-920048 “A new approach to the study of the characteristics of light scattering in polydisperse aqueous suspensions of coastal waters, taking into account physicochemical and structural processes” and partly within the framework of the state task theme No. 0555-2021-0003 “Development of methods operational oceanology based on interdisciplinary studies of the processes of formation and evolution of the marine environment and mathematical modeling with the use of data from remote and contact measurements” (code “Operational Oceanology”).

Литература

1. Ван де Хюлст. Г. Рассеяние света малыми частицами. Москва: ИЛ, 1961. 536 с.
2. Копелевич О.В., Буренков В.И. О нефелометрическом методе определения общего показателя рассеяния света морской водой // Известия АН СССР, ФАО. 1971. Т. 7. № 12. С. 1280–1289.
3. Маньковский В.И. О соотношении между интегральным показателем рассеяния света морской водой и показателем рассеяния в фиксированном направлении // Морские гидрофизические исследования. 1971. № 6 (56). С. 146–154.
4. Jonasz M., Fournier G.R. Light scattering by particles in water (Theoretical and experimental foundations). Academic Press is an imprint of Elsevier, 2007. 704 p.
5. Petzold T.J. Volume scattering functions for selected ocean waters // SIO Ref. 72–78, Scripps Institute of Oceanography, San Diego, CA, 1972. 79 p.
6. Morel A. Interpretation des variations de la forme de l'indicatrice de diffusion de la lumiere par les eaux der mer // Annals of Geophysics. 1965. Vol. 21, N2. P. 157–162.
7. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды. Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. С. 208–234.
8. Voss K.J., Fry E.S. Measurement of the Mueller matrix for ocean water // Applied Optics. 1984. Vol. 23. P. 4427–4439. doi:10.1364/AO.23.004427
9. Бункин Н.Ф., Бункин Ф.В. Бабстоны — стабильные микроскопические газовые пузырьки в сильно разбавленных растворах электролитов // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 1992. Т. 101, № 2. С. 512–527.
10. Hampton M.A., Nguyen A.V. Nanobubbles and the nanobubble bridging capillary force // Advances in Colloid Interface Science. 2010. Vol. 154, Iss. 1–2. P. 30–55. doi:10.1016/j.cis.2010.01.006
11. Bunkin N.F. et al. Formation and dynamics of ion-stabilized gas nanobubble phase in the bulk of aqueous NaCl solutions // The Journal of Physical Chemistry. B. 2016. Vol. 120. P. 1291–1303. doi:10.1021/acs.jpcc.5b11103
12. Bunkin N.F. et al. Nanobubble clusters of dissolved gas in aqueous solutions of electrolyte: I. Experimental proof // The Journal of Physical Chemistry. 2012. Vol. 137. P. 054706. doi:10.1063/1.4739528
13. Шибанов Е.Б. и др. Гипотеза о пространственном согласовании оптических неоднородностей воды и ее подтверждение в экспериментах по измерению рассеяния света // Письма в ЖЭТФ. 2010. Т. 92, Вып. 10. С. 741–745.
14. Шибанов Е.Б. Влияние мелкодисперсной примеси на рассеяние света в «чистой» фильтрованной воде // Морской гидрофизический журнал 2008. № 2. С. 46–56.
15. Lee M.E., Lewis M. A new method for the measurement of the optical volume scattering function in the upper ocean // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2003. N20. P. 563–571. doi:10.1175/1520-0426(2003)20<563: ANMFT-M>2.0.CO;2
16. Boss E. et al. The particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particle composition and distribution // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. C01014, doi:10.1029/2002JC001514

References

1. Van de Hulst H.C. Light scattering by small particles. New York: Dover, 1957. 470 p.
2. Kopelevich O.V., Burenkov V.I. About nephelometric method for retrieval of total light scattering by seawater. *Izvestiya AN SSSR, AOP*. 1971, 7, 12, 1280–1289 (In Russian).
3. Man'kovskiy V.I. The ratio between the integral light scattering if sea water and volume scattering function at solid angle.

- Morskiye Gidrofizicheskiye Issledovaniya*. 1971, 6(56), 146–154 (In Russian).
4. *Jonasz M., Fournier G.R.* Light scattering by particles in water (Theoretical and experimental foundations). Academic Press is an imprint of Elsevier, 2007. 704 p.
 5. *Petzold T.J.* Volume scattering functions for selected ocean waters. *SIO Ref.* 72–78, Scripps Institution of Oceanography, San Diego, 1972. 79 p.
 6. *Morel A.* Interpretation des variations de la forme de l'indicatrice de diffusion de la lumière par les eaux de mer. *Annals of Geophysics*. 1965, 21, 2, 157–162.
 7. *Kopelevich O.V.* Low parametrical model for optical properties of seawater. Ocean optics. Vol. 1. Physical optics of ocean. M., Nauka, 1983, 208–234 (In Russian).
 8. *Voss K.J., Fry E.S.* Measurement of the Mueller matrix for ocean water. *Applied Optics*. 1984, 23, 4427–4439. doi:10.1364/AO.23.004427
 9. *Bunkin N.F., Bunkin F.V.* Bubbles — stable microscopic gas bubbles in highly dilute electrolyte solutions. *Soviet Physics — JETP*. 1992, 101, 2, 512–527 (In Russian).
 10. *Hampton M.A., Nguyen A.V.* Nanobubbles and the nanobubble bridging capillary force. *Advances in Colloid Interface Science*. 2010, 154, 1–2, 30–55. doi:10.1016/j.cis.2010.01.006
 11. *Bunkin N.F. et al.* Formation and dynamics of ion-stabilized gas nanobubble phase in the bulk of aqueous NaCl solutions. *The Journal of Physical Chemistry. B*, 2016, 120, 1291–1303. doi:10.1021/acs.jpcc.5b11103
 12. *Bunkin N.F. et al.* Nanobubble clusters of dissolved gas in aqueous solutions of electrolyte: I. Experimental proof. *The Journal of Physical Chemistry*. 2012, 137, 054706. doi:10.1063/1.4739528
 13. *Shybanov E.B. et al.* Hypothesis of the spatial adjustment of optical inhomogeneities of water and its confirmation through experiments on measurements of light scattering. *JETP Letters*. 2010, 92, 10, 671–675. doi: 10.1134/S0021364010220078
 14. *Shybanov E.B.* Effect of finely divided admixtures on the scattering of light in “pure” filtered water. *Physical Oceanography*. 2008, 18, 2, 86–95. doi:10.1007/s11110-008-9012-8
 15. *Lee M.E., Lewis M.* A new method for the measurement of the optical volume scattering function in the upper ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2003, 20, 563–571. doi:10.1175/1520-0426(2003)20<563:ANMFTM>2.0.CO;2
 16. *Boss E. et al.* The particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particle composition and distribution. *Journal of Geophysical Research*. 2004, 109, C01014. doi:10.1029/2002JC001514

Об авторах

ШИБАНОВ
Евгений Борисович

Доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник отдела оптики и биофизики моря, Морской гидрофизический институт РАН (299011, ул. Капитанская, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22

ORCID ID: 0000-0001-7943-305X,
WoS ResearcherID: ABB-9097-2021,
Scopus AuthorID: 6507075380,
elibrary AuthorID 854564.
e-mail: e-shybanov@mail.ru

ЛИ Михаил Ен Гон

Доктор физико-математических наук, профессор, заведующий отделом оптики и биофизики моря, главный научный сотрудник отдела оптики и биофизики моря, Морской гидрофизический институт РАН (299011, ул. Капитанская, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22

Scopus AuthorID: 56142710400,
elibrary AuthorID: 865650
e-mail: michael.lee.mhi@gmail.com

УДК 551.46.08

© В. А. Глухов*, Ю. А. Гольдин, Г. В. Жегулин, М. А. Родионов, 2022

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

*E-mail: vl.glukhov@inbox.ru

КОМПЛЕКСНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ЛИДАРНОЙ СЪЕМКИ МОРСКИХ АКВАТОРИЙ

Статья поступила в редакцию 30.03.2022, после доработки 10.08.2022, принята в печать 15.08.2022

Выполнена комплексная обработка данных судовой лидарной съемки прибрежных районов Черного моря, в которых ранее с использованием контактных и спутниковых методов наблюдались короткопериодные внутренние волны. В качестве источника зондирующих линейно-поляризованных лазерных импульсов в лидаре использован твердотельный лазер с диодной накачкой активного элемента АИГ: Nd с импульсной мощностью 20 мДж на длине волны 532 нм и длительностью 7 нс. В ходе лидарной съемки регистрировались ко- и кросс-поляризованная компонента эхо-сигнала. При обработке использовалась в основном кросс-поляризованная компонента эхо-сигнала в силу её большей чувствительности к различного рода неоднородностям распределения гидрооптических характеристик с глубиной. Цель обработки — выявление квазипериодических структур в пространственном распределении характеристик лидарных эхо-сигналов, обусловленных распространением короткопериодных внутренних волн. В работе использовано три метода обработки: аппроксимационный метод, метод вейвлет-анализа и метод Гильберта-Хуанга. Обработан большой массив данных, полученных в результате 50 часов лидарной съемки. Выявлено три шестидесятиминутных трека, содержащих квазипериодические структуры. Результаты, полученные с использованием трех методов обработки, хорошо согласуются между собой и позволяют получить наиболее полную информацию о параметрах исследуемых процессов. Параметры зарегистрированных квазипериодических процессов характерны для внутренних волн, наблюдаемых в прибрежных районах Черного моря. В дальнейшем при обработке большого объема данных лидарного зондирования целесообразно на первом этапе проводить быструю обработку автоматизированными спектральными методами, а детальную обработку аппроксимационным методом проводить только для тех участков съемки, на которых выявлены квазипериодические процессы.

Ключевые слова: судовой поляризационный лидар, лидарная съемка, морские акватории, внутренние волны, вейвлет-анализ, преобразование Гильберта-Хуанга

© V. A. Glukhov*, Yu. A. Goldin, G. V. Zhegulin, M. A. Rodionov, 2022

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

*E-mail: vl.glukhov@inbox.ru

COMPLEX PROCESSING OF LIDAR SURVEY DATA OF MARINE AREAS

Received 30.03.2022; Revised 10.08.2022; Accepted 15.08.2022

The complex processing of data from the shipborne lidar survey of the Black Sea coastal areas was carried out. In this area, internal waves are often observed according to contact and satellite observations. The source of probing linearly polarized laser pulses in the lidar is a solid-state laser with diode pumping of the YAG: Nd active element with a pulse power of 20 mJ at a wavelength of 532 nm and a duration of 7 ns. The co- and cross-polarized components of the echo signal were recorded during the lidar survey. The cross-polarized component of the echo signal was mainly used due to its greater sensitivity to various kinds of inhomogeneities in the vertical distribution of hydrooptical characteristics. The purpose of processing is to identify quasi-periodic structures in the spatial distribution of the characteristics of lidar echo signals caused the propagation of short-period internal waves. Three processing methods were applied: the approximation method, the wavelet analysis method, and the Hilbert-Huang transform method. A large array of data obtained during 50 hours of lidar survey has been processed. Three 60-minute tracks containing quasi-periodic structures have been identified. The three processing methods results are in good agreement with each other and make it possible to obtain the most complete information about the parameters of the studied processes. The parameters of the recorded quasi-periodic processes are typical for internal waves observed in the coastal areas of the Black Sea. In the future,

Ссылка для цитирования: Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Жегулин Г.В., Родионов М.А. Комплексная обработка данных лидарной съемки морских акваторий // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 27–42.

doi:10.48612/fpg/26nu-3hte-3n48

For citation: Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Zhegulin G.V., Rodionov M.A. Complex Processing of Lidar Survey Data of Marine Areas. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 27–42. doi:10.48612/fpg/26nu-3hte-3n48

when processing a large amount of lidar sounding data, it is advisable to carry out fast processing by automated spectral methods at the first stage, and to carry out detailed processing by the approximation method only for those survey areas where quasi-periodic processes have been identified.

Keywords: shipboard polarized lidar, lidar survey, marine areas, internal waves, wavelet analysis, Hilbert-Huang transform

1. Введение

Лидарная съемка морских акваторий с использованием радиометрических лидаров позволяет обнаруживать и определять параметры светорассеивающих слоев [1, 2], регистрировать положение рыбных косяков, определять положения границ повышенных концентраций фитопланктона, обусловленных цветением, в том числе кокколитофоридов [3–6]. Актуальной задачей лидарного зондирования является регистрация и определение параметров внутренних волн (ВВ) [7–9]. Возможность регистрации ВВ лидарным методом обусловлена наличием корреляции между вертикальными распределениями гидрофизических и гидрооптических характеристик в приповерхностном слое морской воды. Такая корреляция позволяет дистанционно оценить глубину залегания пикноклина, а при соответствующей организации процесса лидарной съёмки регистрировать квазипериодические процессы в толще воды, приводящие к изменению положения пикноклина.

Важной задачей лидарного зондирования является разработка методов обработки и интерпретации как результата каждого зондирования, так и серии результатов, полученных при выполнении лидарной съемки. Поляризационный метод обработки позволяет оценивать параметры стратификации показателя рассеяния по временной зависимости степени деполяризации лидарного эхо-сигнала [1, 3]. Различные варианты метода базового сигнала основаны на сравнении формы реального эхо-сигнала с формой эхо-сигнала для однородного участка подводной трассы зондирования. Этот метод показал эффективность при наличии подповерхностных слоев повышенного светорассеяния [3, 7, 10, 11]. Развитием метода базового сигнала является аппроксимационный метод, который был успешно применен для определения границ между слоями с различными гидрооптическими характеристиками в случае двухслойной стратификации [9]. Регистрация изменения положения границы между слоями в ходе лидарной съемки позволила зарегистрировать квазипериодические структуры, обусловленные прохождением короткопериодных ВВ. Для обработки данных серии импульсов, полученной в ходе лидарной съемки, могут быть использованы спектральные методы, основанные на анализе изменения амплитуды эхо-сигнала на фиксированной глубине. Интересно провести сопоставление результатов обработки данных лидарной съемки разными методами и оценить возможность использования комплексной обработки для получения наиболее полной информации об исследуемых процессах.

Целью работы является применение комплексной обработки данных лидарной съемки для регистрации квазипериодических процессов, протекающих в приповерхностной толще морской воды, и определения их параметров.

2. Материалы и методы

2.1. Описание аппаратуры и методики лидарной съемки

Исследования выполнялись с использованием морского поляризационного лидара ПЛД-1 (совместная разработка Лаборатории оптики океана и атмосферы Санкт-Петербургского филиала ИО РАН и Лаборатории оптики океана ИО РАН) [12, 13]. В качестве источника зондирующих импульсов в лидаре используется импульсный твердотельный лазер на АИГ: Nd^{3+} с накачкой активного элемента решётками лазерных диодов и преобразованием частоты излучения во вторую гармонику (разработка ООО «ЛАГРАН», г. Москва) со следующими характеристиками: длина волны зондирующего излучения 532 нм, энергия зондирующего импульса 20 мДж, длительность зондирующего импульса по уровню 0,5–7 нс, расходимость по уровню 80 % энергии 3 мрад, поляризация зондирующего излучения линейная, частота зондирования 1 Гц.

Двухканальная приемная система предназначена для регистрации ко- и кросс-поляризованных компонент эхо-сигнала. Световой диаметр приемной оптической системы ко-поляризованного канала составляет 63 мм, кросс-поляризованного канала — 90 мм, угол поля зрения оптических систем обоих каналов 2°. Поляризационный метод обеспечивает ряд преимуществ при зондировании толщи воды с неоднородным распределением гидрооптических характеристик с глубиной [1, 2, 9, 13]. В связи с этим в данной работе анализируются, в основном, данные регистрации кросс-поляризованной компоненты эхо-сигнала.

Для регистрации сигналов с фотоприемников используется цифровой осциллограф LeCroy HDO 4034 с полосой пропускания 350 МГц, частотой дискретизации 2,5 Гвыб./с и динамическим диапазоном 12 бит.

Пространственное разрешение по глубине (минимальное изменение глубины погружения рассеивающего объекта, которое может быть зафиксировано с помощью лидара) определяется характеристиками фронта импульсной функции измерительной системы. Эксперименты по определению дальности до подвижного плоского щита показали, что лидар ПЛД-1 позволяет уверенно регистрировать изменение дальности порядка 30 см [12].

При проведении съемки оптический блок лидара был установлен на верхней палубе судна. Высота оптического блока над поверхностью воды составляла 9,5 м. С помощью устройства крепления и наведения оптического блока был установлен угол зондирования 20° от вертикали для минимизации влияния зеркального отражения луча лазера от взволнованной поверхности воды.

Для расширения динамического диапазона регистрации лидарных эхо-сигналов использовался метод ранжирования [14], заключающийся в регистрации разных участков сигнала с разной чувствительностью приёмно-регистрирующей системы. На одном канале осциллографа регистрировался весь размах сигнала — от нуля до максимума амплитуды, а на другом — сигнал с 10-кратным усилением, когда вершина импульса находится в насыщении. В этом случае удается более подробно зарегистрировать кривую затухания эхо-сигналов на глубине более 10 м, поскольку изменения сигнала на глубине существенно меньше, чем в случае регистрации всей амплитуды.

Лидарная съемка проводилась галсами на малом ходу судна при скорости 4 узла. Продолжительность сеансов лидарной съемки составляла порядка 1 ч. Между сериями лидарного зондирования в дрейфе судна производились измерения с помощью зонда SBE25 с прозрачномером C-Star с длиной базы 25 см, измеряющим показатель ослабления света морской водой на длине волны 530 нм. В светлое время суток проводились измерения глубины видимости диска Секки Z_6 .

2.2. Условия проведения экспериментальных исследований

Экспериментальные исследования проводились в Феодосийском заливе Черного моря летом 2016 г. Район работ характеризуется глубинами 1000–1200 м вблизи спада глубин от 100 до 1200 м. Результаты контактных измерений [15, 16] и данные спутниковой съемки [17–19] свидетельствуют о том, что шельфовая зона Черного моря является местом активной генерации и распространения ВВ.

Глубина видимости диска Секки Z_6 в районе проведения экспериментальных исследований варьировалась от 9 до 11 м. Типичный профиль вертикального распределения гидрофизических характеристик и показателя ослабления в районе проведения исследований представлен на рис. 1. Общая глубина в точке измерения профиля составляла 1050 м. Особенности распределения показателя ослабления в данном районе хорошо согласуются с распределением гидрофизических характеристик. Слой повышенного градиента изменения показателя ослабления соответствует положению пикноклина. Важно отметить полное отсутствие слоя повышенного светорассеяния, приуроченного к пикноклину.

Измерения проводились в условиях, близких к штилевым — поверхностное волнение не превышало 1 балл. Скорость движения судна 4 узла. Влияние поверхностного волнения и незначительной качки на точность определения положения глубины промежуточного слоя можно оценить с помощью продолжительных серии зондирований однородных участков. Анализ таких серий зондирований показал, что погрешность определения границ слоя составляет 0,4 м. При обработке данных лидарной съемки производилось усреднение по 20 зондированиям. Такое усреднение снизило величину мультипликативной погрешности, обусловленной влиянием волнения и качки судна, до величины 0,2 м. Отметим, что это усреднение практически не влияет на возможность регистрации периодических структур в интересующем нас диапазоне периодов 3–10 мин.

2.3. Методы обработки

Целью обработки серии лидарных эхо-сигналов является поиск и определение параметров квазипериодических процессов, обусловленных распространением короткопериодных ВВ. Необходимо зарегистрировать наличие квазипериодических структур, определить период, амплитуду, количество колебаний в волновом пакете и время его прихода. Для обработки данных лидарной съемки использовались три метода: аппроксимационный метод, метод вейвлет-анализа и метод Гильберта-Хуанга. Каждый из них основан на анализе формы спада эхо-сигнала и её изменения в серии зондирований. В работе [9] показана эффективность

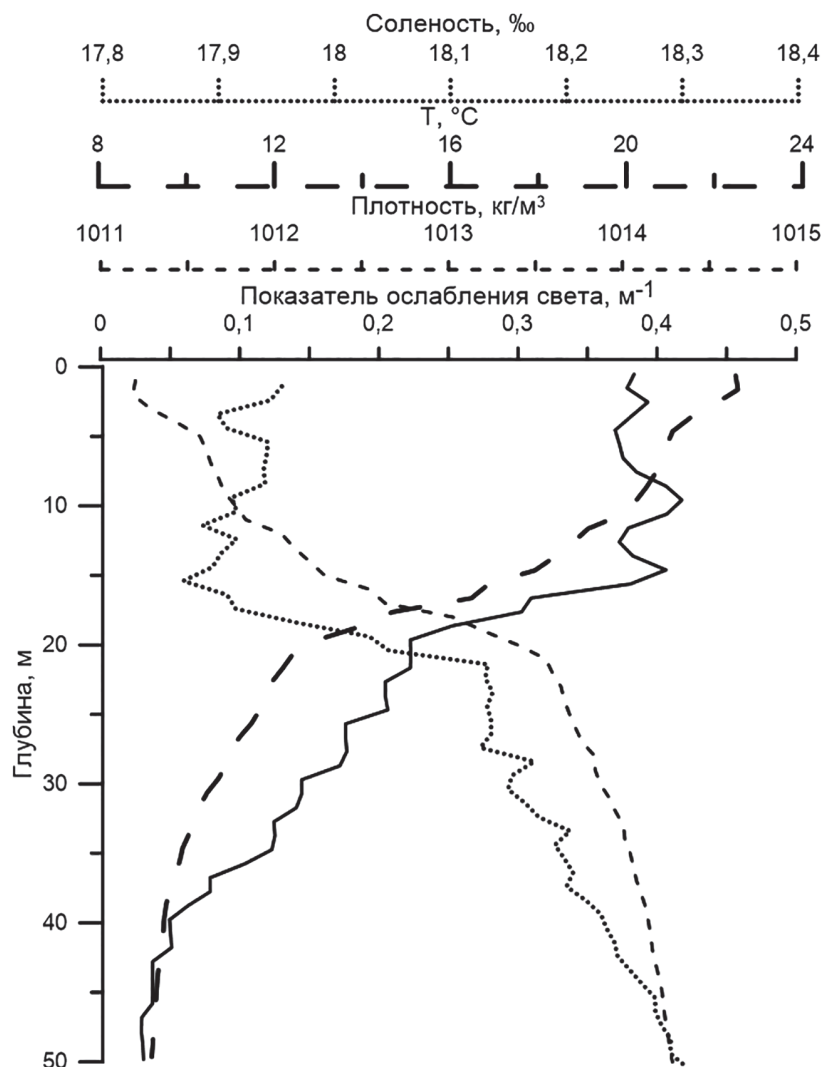


Рис. 1. Характерный профиль гидрофизических характеристик морской воды в районе работ

Fig. 1. Typical profile of the hydrophysical characteristics of sea water in the work region

применения аппроксимационного метода при обработке сигналов лидарного зондирования толщи морской воды с двухслойной стратификацией гидрооптических характеристик. Суть метода заключается в выделении участков спада эхо-сигнала и подборе для них параметров аналитической функции аппроксимации, вид которой следует из лидарного уравнения [1]:

$$U(t) = a \cdot \frac{\exp(-b \cdot c_w t)}{(2n_w H + c_w t)^2},$$

где a , b — параметры аппроксимации, c_w — скорость света в воде, t — время, отсчитываемое от момента пересечения зондирующим импульсом поверхности воды, n_w — показатель преломления морской воды, H — протяженность воздушного участка трассы зондирования.

Границы участков аппроксимаций определялись по особенностям формы затухания эхо-сигнала с глубиной. Критерием правильности выбора интервалов глубин и параметров a и b является точность аппроксимации заданных участков, оцениваемая методом наименьших квадратов. Точка пересечения аппроксимационных кривых для верхнего и промежуточного участков спада эхо-сигнала является характерной точкой и принимается за положение границы между слоями. Как показано в работе [9], найденное таким образом положение границ слоев соответствует положению пикноклина. Положение границ между слоями под воздействием разных гидрофизических факторов меняется со временем. Обработка массива данных лидарного зондирования позволяет дистанционно регистрировать эти изменения.

Достоинством данного метода является возможность получения наглядной картины вертикальных смещений положения границ между слоями, приуроченными к положению термоклина, позволяющей оценить период, амплитуду, количество колебаний в пуге и время регистрации квазипериодических структур. В настоящее время метод является довольно трудоемким, поскольку существующая программа обработки требует участия оператора для анализа каждого эхо-сигнала.

Два других использованных в работе метода основаны на спектральном анализе изменения амплитуд эхо-сигналов с фиксированной глубины, несущей информацию о значении коэффициента обратного рассеяния. В этом случае анализ данных лидарного зондирования представляет собой задачу поиска квазипериодических изменений амплитуды сигнала обратного рассеяния на заданных горизонтах.

Вейвлет-анализ применяется для различных задач океанологии [20]. В частности, с использованием вейвлет-анализа были определены параметры ВВ по данным термолинии и прозрачномера [21]. В этой работе показана также высокая корреляция между изменениями температуры и показателя ослабления света морской водой в области слоя скачка. В отличие от Фурье-преобразования, вейвлет-анализ позволяет определять не только наличие периодических процессов в заданном интервале частот, но и указывать их положение во времени.

Методика вейвлет-анализа, примененная для выборок значений амплитуд лидарных эхо-сигналов с фиксированной глубины, аналогична методике, применявшейся для анализа данных термолинии [21]. При подготовке данных лидарного зондирования использовалась фильтрация исходного сигнала методом Савицкого-Голея второго порядка с окном 15 мин для подавления низкочастотных составляющих, сравнимых с продолжительностью серии лидарного зондирования [22]. В качестве материнского вейвлета выбран вейвлет Морле с центральной частотой 2π . Для каждой выборки с заданной глубины серии лидарного зондирования рассчитывались амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования и уровни их значимости по отношению к красному шуму с 95%-ным порогом [23]. Недостатком вейвлет-анализа является зависимость точности определения параметров квазипериодических структур и их времени регистрации от продолжительности и дискретности измерений в серии лидарного зондирования. Влияние краевых эффектов и привязка к заранее заданному функциональному базису также вносит погрешности в определении параметров выделенных сигналов.

Другим методом спектрального анализа является преобразование Гильберта-Хуанга, активно используемое в различных областях науки для исследования нелинейных и нестационарных колебательных процессов [24]. В задачах океанологии в работах [25–28] преобразование Гильберта-Хуанга было использовано для изучения параметров нелинейных и разрушающихся ВВ.

В основе преобразования Гильберта-Хуанга лежит предположение, что любой сигнал состоит из разнообразных внутренних видов колебаний, наложенных одно на другое, причем разложение, в отличие от Фурье анализа, ведется только по тем колебаниям (т. е. эмпирическим модам), которые присутствуют в исходном сигнале. В отличие от гармонического анализа, где модель (дискретного или непрерывного) сигнала задаётся заранее, эмпирические моды вычисляются в ходе процесса обработки. Метод эмпирических мод (EMD — Empirical Mode Decomposition) осуществляется путем разложения данных на ряд внутренних модовых функций (IMF — Intrinsic Mode Functions) и функцию тренда посредством просеивания. В дальнейшем к ряду IMF применяется преобразование Гильберта для вычисления мгновенной частоты и амплитуды сигнала для каждого момента времени. Результатом использования преобразования Гильберта является трехмерный ряд: продолжительность сигнала — период — амплитуда. При анализе нестационарных процессов спектры Гильберта позволяют обнаруживать потоки энергии во времени, пространстве, а также между различными компонентами спектров. Преобразование Гильберта-Хуанга позволяет зарегистрировать изменение частоты исследуемого процесса во времени и проследить за изменением его амплитуды.

Преимуществами использования преобразования Гильберта-Хуанга над вейвлет-анализом являются более высокая чувствительность к изменению амплитуды сигнала рассматриваемого колебательного процесса [27]. Разложение исходного ряда основано на самом сигнале и не имеет заранее определенного функционального базиса (в отличие от вейвлет-преобразования), а значит, может быть применено к сигналам любой формы. Преобразование Гильберта-Хуанга также не требует дополнительной подготовки сигнала, как в случае вейвлет-анализа с использованием фильтра Савицкого-Голея.

В отличие от аппроксимационного метода, требующего участия оператора и экспертной оценки, в настоящий момент обработка спектральными методами выборок амплитуд лидарных эхо-сигналов на заданной глубине полностью автоматизирована. Программная реализация спектральных методов выполнена в пакете программ MATLAB2021b с применением встроенных функций Signal Processing Toolbox и Wavelet Toolbox.

3. Результаты и обсуждение

Общее время лидарной съемки составило около 50 ч. Получен большой массив данных, в результате их обработки было выявлено три галса, на которых были зарегистрированы квазипериодические структуры. На рис. 2–5 показаны результаты обработки данных лидарной съемки на галсе № 1. Результаты обработки аппроксимационным методом показаны на рис. 2. Верхняя кривая соответствует положению верхней границы промежуточного слоя, а нижняя кривая — нижней. Для эхо-сигналов в начале цикла с учетом особенностей формы спада были выбраны следующие интервалы глубин для подбора параметров аппроксимирующих функций: 11–13 м, 13–16 м и 16–21 м. В ходе обработки в случае изменения формы эхо-сигнала положение этих границ корректируется. Результат обработки галса показывает, что положение верхней границы слоя остается практически постоянным на протяжении всего галса, в то же время на нижней границе зарегистрирована четко выраженная периодическая структура. Средний период колебаний составляет 5 мин, амплитуда — порядка 1 м.

Вейвлет-анализ данных галса № 1 был выполнен для изменения значений амплитуд эхо-сигнала в зависимости от времени на фиксированной глубине в диапазоне 14–24 м с шагом 1 м. Наиболее четкий результат получен для глубины 17 м, близкой к положению термоклина. Результат вейвлет-анализа этого горизонта показан на рис. 3. На рис. 3, а представлены в графическом виде локальные коэффициенты вейвлет-преобразования, ось абсцисс представляет собой ось времени регистрации серии лидарных эхо-сигналов, ось ординат — период. Рисунок 3, а представляет собой вейвлет-изображение, на котором видны все характерные особенности процесса — масштаб и интенсивность периодических изменений амплитуды лидарного эхо-сигнала на заданной глубине, а также наличие, расположение и длительность областей, соответствующих повышенным значениям вейвлет-коэффициентов. Сплошной черной линией выделены статистически значимые участки сигнала, имеющие 95 %-й уровень значимости по отношению к красному шуму. В нижней правой части рисунка выделяется статистически значимый участок сигнала с центральным периодом 6 мин и продолжительностью около 30 мин. Это указывает на наличие квазипериодического процесса с соответствующими характеристиками, проявляющегося в изменении амплитуды лидарных эхо-сигналов

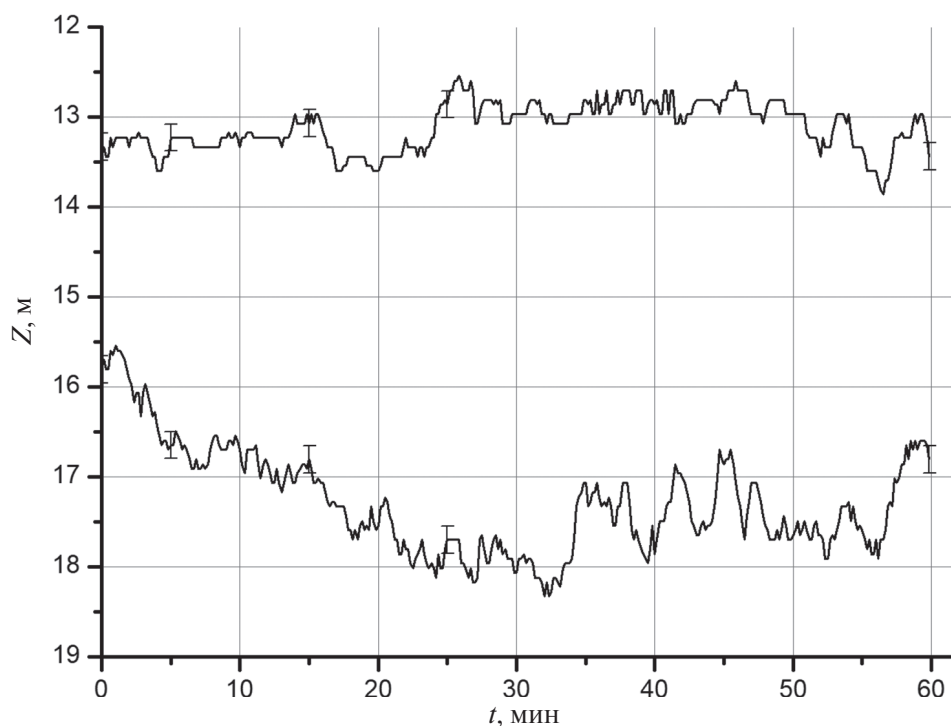


Рис. 2. Положение верхней и нижней границ промежуточного слоя, полученные в результате обработки данных лидарной съемки на галсе № 1 аппроксимационным методом

Fig. 2. The position of the upper and lower boundaries of the middle layer, obtained on the track No. 1 by the approximation method

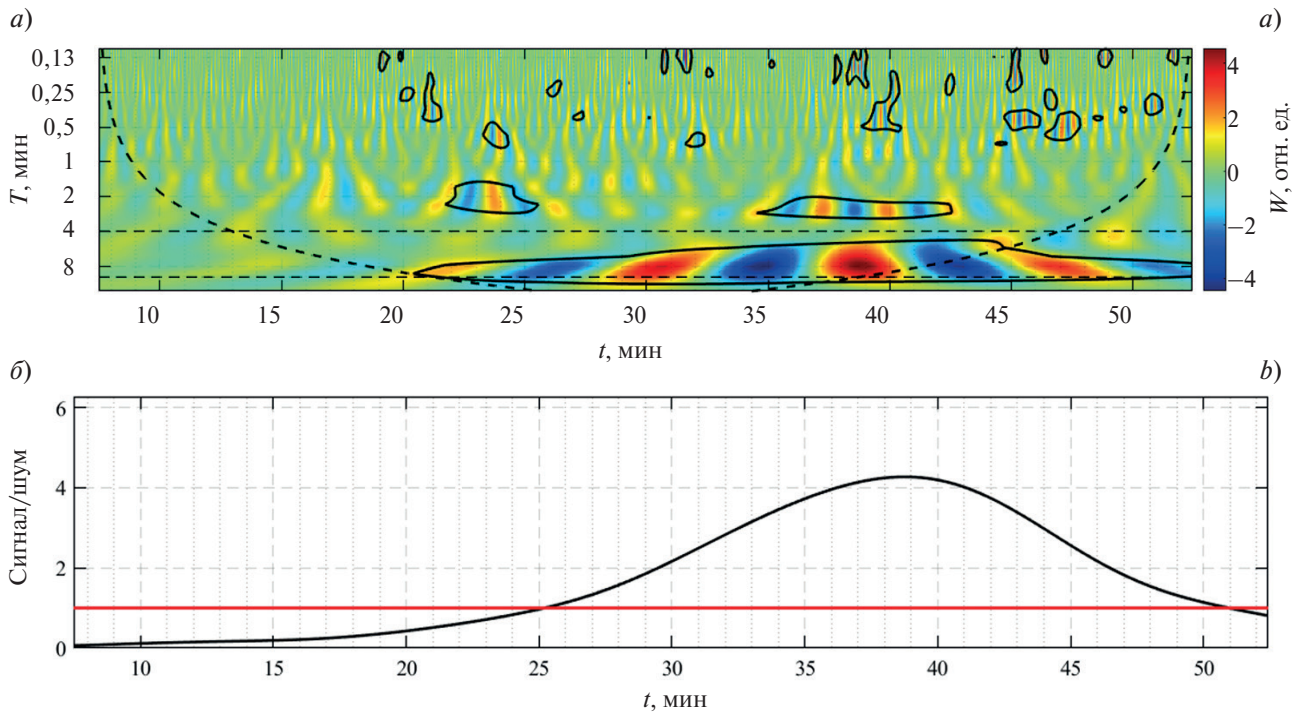


Рис. 3. Результат обработки данных галса № 1 с фиксированной глубины 17 м с помощью вейвлет-анализа: *а* — амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования; *б* — усредненная по временным масштабам мощность вейвлет-спектра, нормированная на 95-й % уровень значимости по отношению к фоновому красному шуму

Fig. 3. The result of data processing of the track No. 1 from a fixed depth of 17 m using wavelet analysis: *a* — the amplitudes of the wavelet transform coefficients; *b* — the time-averaged power of the wavelet spectrum, normalized to the 95 % significance level with respect to the red noise

на заданной глубине. Пунктирной кривой выделена зона сильного влияния краевых эффектов. Диапазон периодов, указанных на рисунке, определяется из выражения для расчета временных масштабов сигнала и зависит от дискретности и продолжительности исходного сигнала [23]. Пунктирные горизонтальные линии ограничивают временной диапазон, для которого рассчитывается усредненная по этим масштабам мощность вейвлет-спектра, показанная на рис. 3, *б*. За единицу принимается спектральная мощность красного шума. С 25-й по 50-ю минуту значения усредненного спектра мощности превосходят мощность красного шума, что подтверждает значимость колебаний в данном временном интервале.

Результат вейвлет-анализа данных того же галса, но полученных с глубины 14 м, показан на рис. 4. Колебания в рассматриваемом диапазоне периодов также выделяются на этой глубине, но расчет усредненного во временных масштабах от 4 до 8 мин спектра мощности, показанного на рис. 4, *б*, позволяет оценить значимость этих колебаний. Практически весь галс усредненный спектр мощности меньше единицы, что говорит о том, что данные сигналы хоть и обладают некоторой периодичностью, но их значимость мала. Этот результат согласуется с поведением верхней границы промежуточного слоя, положение которой было получено с использованием метода аппроксимаций (рис. 2).

Данные галса № 1 обрабатывались также с использованием метода Гильберта-Хуанга. На рис. 5 представлен спектр, рассчитанный для значений амплитуд лидарных эхо-сигналов на глубине 17 м. На рисунке показано поведение со временем внутренней модовой функции для временных диапазонов 1–8 мин. Цветом показана амплитуда представленной модовой функции, размерность амплитуды совпадает с размерностью исходной выборки с глубины. В спектре наблюдается волновой пакет в диапазоне 2–5 мин длительностью около 30 мин.

Результаты обработки галса № 2 представлены на рис. 6–8. На рис. 6 показан результат обработки галса методом аппроксимаций. Для эхо-сигналов в начале цикла были выбраны следующие интервалы глубин для подбора параметров аппроксимирующих функций: 11–13, 13–16 и 16–21 м. В отличие от галса № 1, зафиксированы синхронные колебания верхней и нижней границы промежуточного слоя. Максимальная амплитуда на верхней границе составляет 1 м, а на нижней — 2 м. Всего наблюдается 5 колебаний со средним периодом 8 мин.

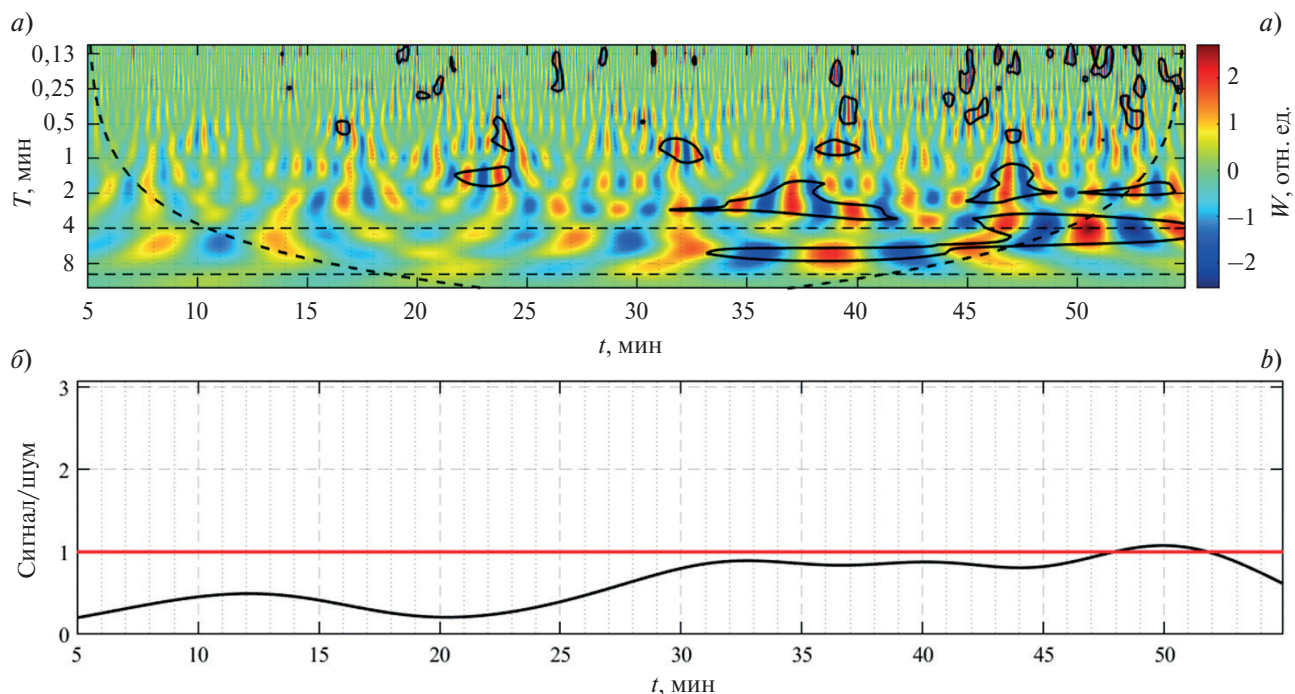


Рис. 4. Результат обработки данных галса № 1 с фиксированной глубины 14 м с помощью вейвлет-анализа: *a* — амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования, *b* — усредненная по временным масштабам мощность вейвлет-спектра, нормированная на 95 %-й уровень значимости по отношению к фоновому красному шуму

Fig. 4. The result of data processing of the track No. 1 from a fixed depth of 14 m using wavelet analysis: *a* — the amplitudes of the wavelet transform coefficients; *b* — the time-averaged power of the wavelet spectrum, normalized to the 95 % significance level with respect to the red noise

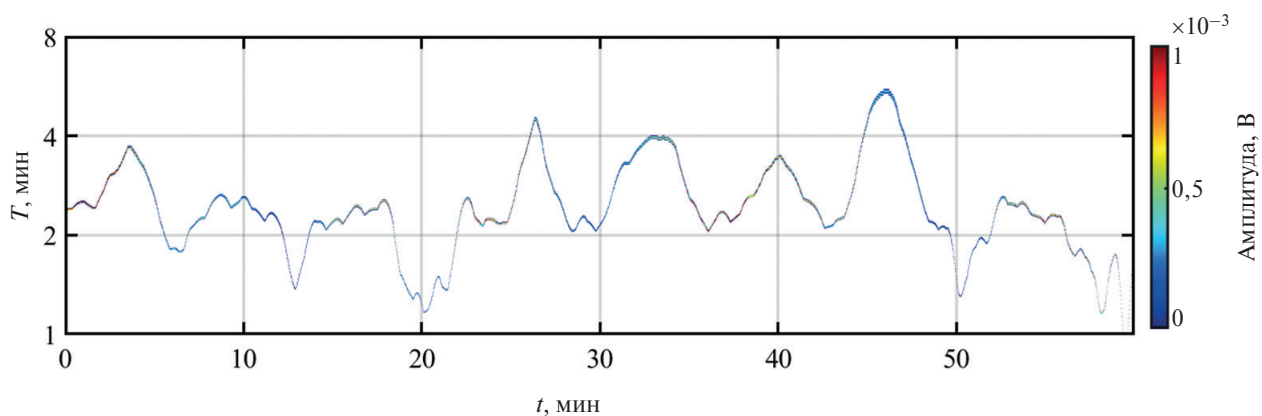


Рис. 5. Вид внутренней модовой функции, характеризуемой периодами от 1 до 8 мин, полученной при обработке распределения амплитуд эхо-сигналов с глубины 17 м на галсе № 1 методом Гильберта-Хуанга

Fig. 5. The intrinsic mode function, characterized by periods from 1 to 8 min, obtained by processing the distribution of echo signal amplitudes from the depth of 17 m on track No. 1 using the Hilbert-Huang transform

Вейвлет-анализ данных галса № 2 был выполнен для изменения значений амплитуд эхо-сигнала в зависимости от времени на фиксированной глубине в диапазоне 14–24 м с шагом 1 м. Наиболее четкий результат получен для глубины 18 м. Результат вейвлет-анализа для этого горизонта показан на рис. 7. Вейвлет-анализ позволяет выявить статистически значимые колебания с периодом, лежащим в интервале 4–8 мин, на протяжении практически всего галса.

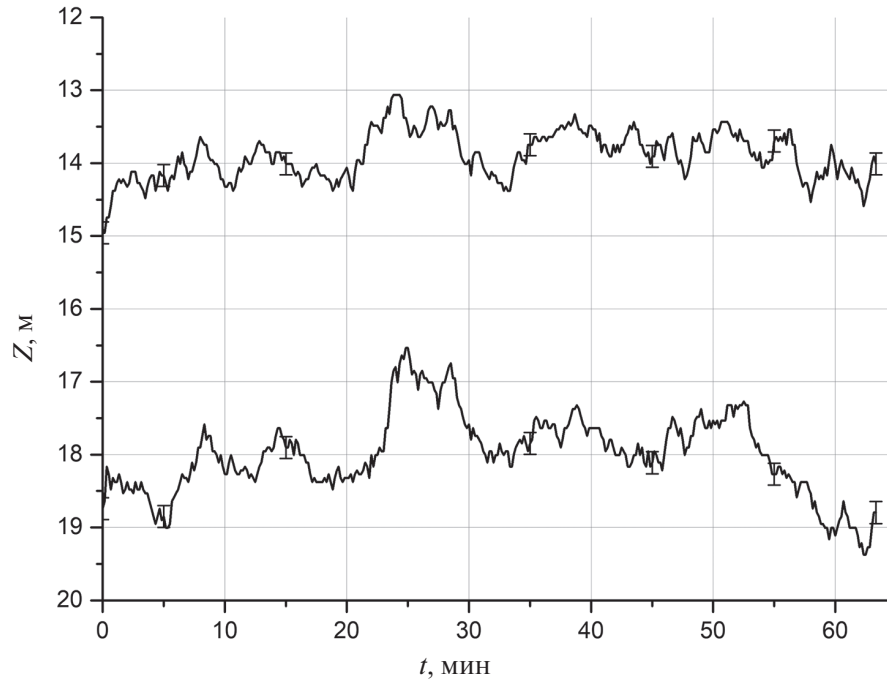


Рис. 6. Положение верхней и нижней границ промежуточного слоя, полученные в результате обработки данных лидарной съемки на галсе № 2 аппроксимационным методом

Fig. 6. The position of the upper and lower boundaries of the middle layer, obtained on the track No. 2 by the approximation method

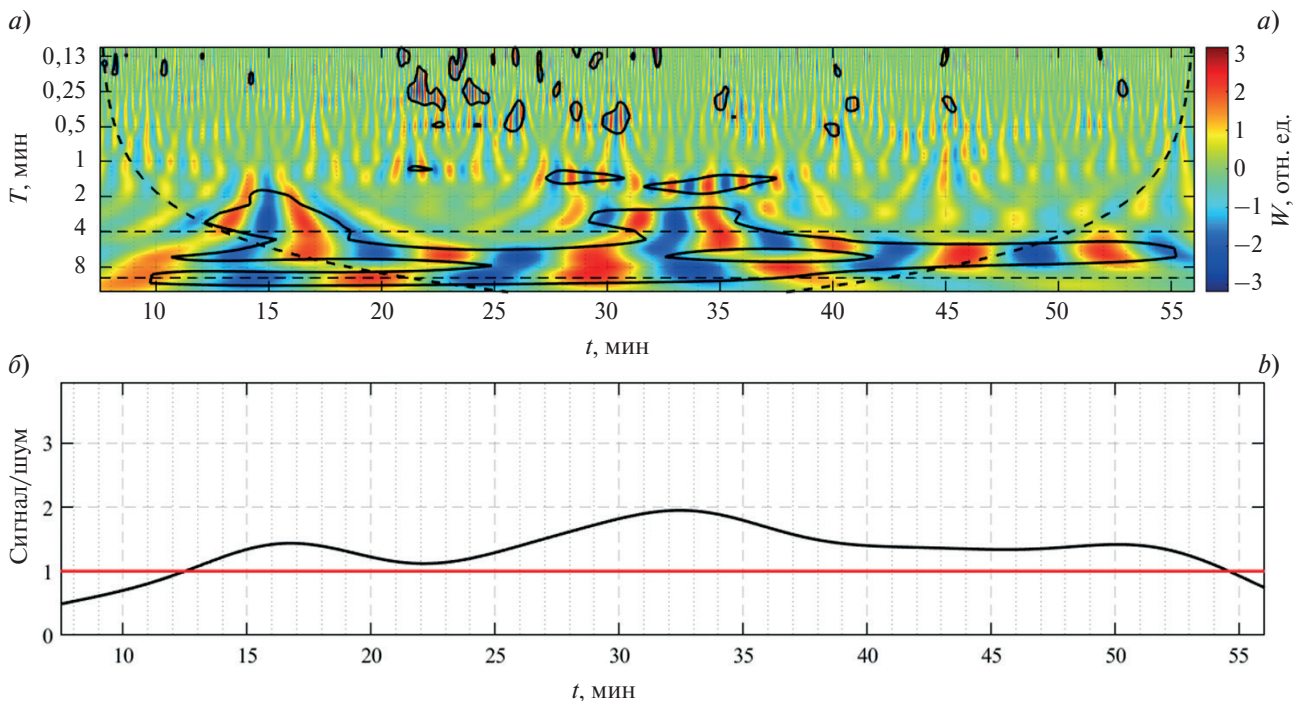


Рис. 7. Результат обработки данных галса № 2 с фиксированной глубины 18 м с помощью вейвлет-анализа: *a* — амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования, *б* — усредненная по временным масштабам мощность вейвлет-спектра, нормированная на 95 %-й уровень значимости по отношению к фоновому красному шуму

Fig. 7. The result of data processing of the track No. 2 from a fixed depth of 18 m using wavelet analysis: *a* — the amplitudes of the wavelet transform coefficients; *b* — the time-averaged power of the wavelet spectrum, normalized to the 95 % significance level with respect to the red noise

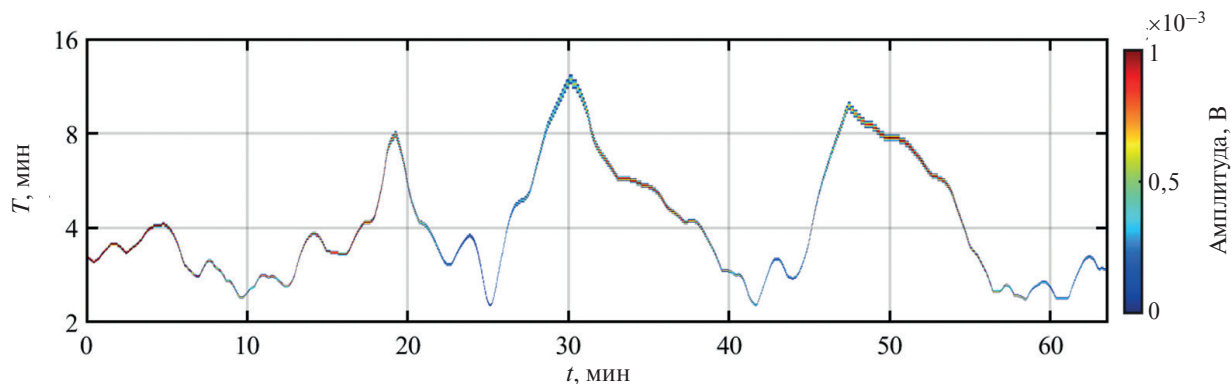


Рис. 8. Вид внутренней модовой функции, характеризуемой периодами 2–16 мин, полученной при обработке распределения амплитуд эхо-сигналов с глубины 18 м на галсе № 2 методом Гильберта-Хуанга

Fig. 8. The intrinsic mode function, characterized by periods from 2 to 16 min, obtained by processing the distribution of echo signal amplitudes from a depth of 18 m on track No. 2 using the Hilbert-Huang transform

Результат обработки данных галса № 2 с горизонта 18 м методом Гильберта-Хуанга представлен на рис. 8. На рисунке показано поведение со временем внутренней модовой функции для временных диапазонов 2–16 мин. В спектре наблюдается волновой пакет в диапазоне 2–12 мин, состоящий из трех колебаний. В отличие от метода аппроксимаций, метод Гильберта-Хуанга позволил четко выделить периодические структуры начиная с 15-й минуты. Это может быть связано с тем, что первые два колебания, выделенные методом аппроксимаций, резко отличаются от следующих за ними величин периода (порядка 5 мин) и не попадают в интервал разложения данной внутренней модовой функции.

Результаты обработки галса № 3 показаны на рис. 9–11. На рис. 9 приведен результат обработки галса методом аппроксимаций. Для эхо-сигналов в начале цикла были выбраны следующие интервалы глубин для подбора параметров аппроксимирующих функций: 11–13, 13–16 и 16–21 м. Отметим, что на нижней

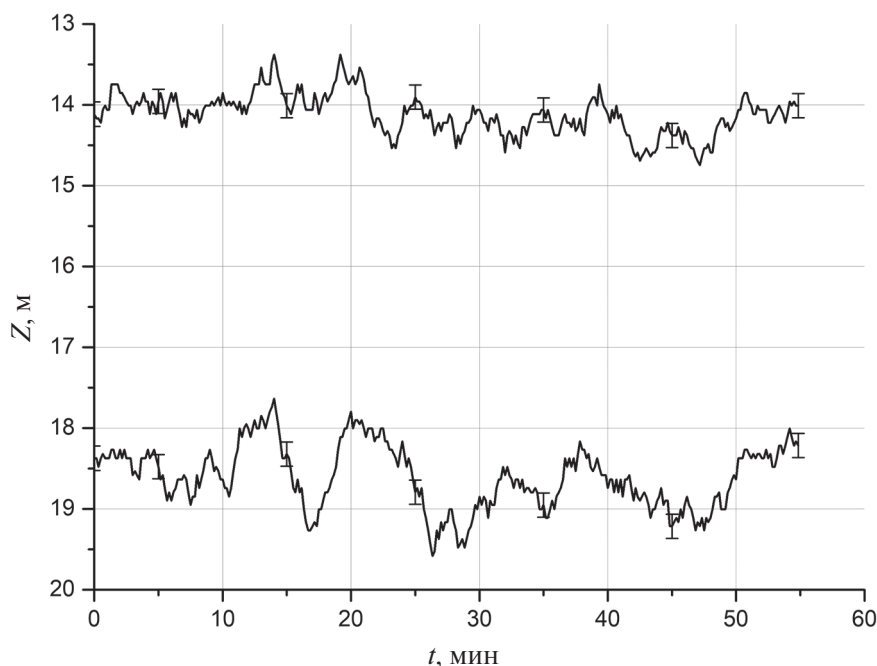


Рис. 9. Положение верхней и нижней границ промежуточного слоя, полученные в результате обработки данных лидарной съемки на галсе № 3 аппроксимационным методом

Fig. 9. The position of the upper and lower boundaries of the middle layer, obtained on the track No. 3 by the approximation method

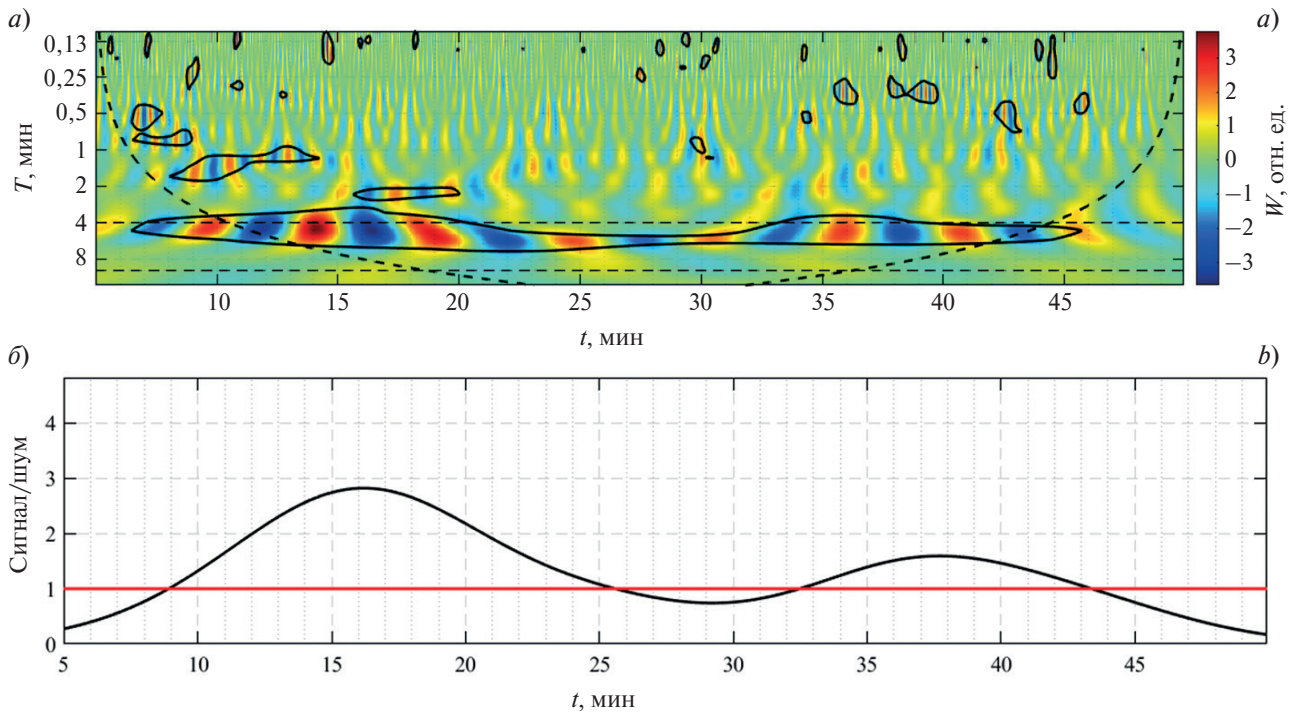


Рис. 10. Результат обработки данных галса № 3 с фиксированной глубины 18 м с помощью вейвлет-анализа: *a* — амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования, *b* — усредненная по временным масштабам мощность вейвлет-спектра, нормированная на 95 %-й уровень значимости по отношению к фоновому красному шуму

Fig. 10. The result of data processing of the track No. 3 from a fixed depth of 18 m using wavelet analysis: *a* — the amplitudes of the wavelet transform coefficients; *b* — the time-averaged power of the wavelet spectrum, normalized to the 95 % significance level with respect to the red noise

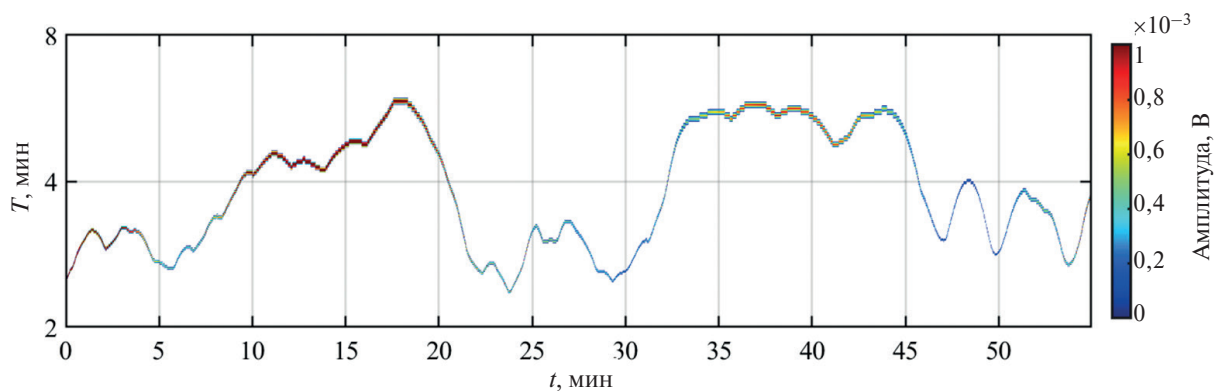


Рис. 11. Вид внутренней модовой функции, характеризуемой периодами 2–8 мин, полученной при обработке распределения амплитуд эхо-сигналов с глубины 18 м на галсе № 3 методом Гильберта-Хуанга

Fig. 11. The intrinsic mode function, characterized by periods from 2 to 8 min, obtained by processing the distribution of echo signal amplitudes from a depth of 18 m on track No. 3 using the Hilbert-Huang transform

границе выделяются четыре колебания, в то время как на верхней границе выделяются только два наиболее интенсивных. Максимальная амплитуда на верхней границе составляет 0,6 м, а на нижней — порядка 2 м. Средний период колебаний составляет 7 мин.

Аналогично галсу № 2, наиболее четкий результат применения вейвлет анализа к галсу № 3 был получен для глубины 18 м. Результаты расчетов приведены на рис. 10. Периодические структуры наблюдаются на протяжении практически всего галса. Наиболее интенсивные колебания наблюдаются в первой половине галса, что соответствует результату, полученному с использованием метода аппроксимаций.

На рис. 11 представлен спектр Гильберта-Хуанга, полученный для глубины 18 м. Видно, что в спектре выделяются колебания со средним периодом 6–7 мин, занимающие большую часть галса. При этом наиболее интенсивные колебания наблюдаются в первой половине галса, что показано цветом на рис. 11, и соответствует результатам, показанным на рис. 9 и 10.

Измерения характеристик ВВ проводилось на ходу судна при скорости судна 4 узла (2 м/с). Измеренные гидрологические характеристики в районе работ позволяют получить оценку фазовой скорости ВВ. Она составляет 0,5 м/с. Однако направление движения ВВ в эксперименте не определялось. Поэтому для измеренного периода ВВ 6 мин можно оценить только границы интервала измеряемых длин волн: 540 м в случае движения судна навстречу волне, и 900 м при совпадении направления движения судна и волны. Реальное значение длины волны зависит от величины угла между векторами скоростей судна и ВВ и располагается в этом интервале.

Результаты, полученные с использованием спектральных методов, а именно период и локализация квазипериодических структур на галсе, для всех трех галсов достаточно хорошо согласуются между собой и с результатом, полученным аппроксимационным методом. Некоторые расхождения в положении и периодах выделенных колебаний обусловлены нестрогой периодичностью и малым количеством периодов, затрудняющих спектральный анализ.

4. Заключение

Выполненная комплексная обработка массива данных судовой лидарной съемки прибрежных районов Черного моря направлена на поиск и определение параметров квазипериодических структур, обусловленных распространением ВВ. Использовано три метода обработки. Каждый из методов имеет свои преимущества и недостатки. Наиболее наглядным является аппроксимационный метод, позволяющий получить картину вертикальных смещений областей с резкими градиентами показателя ослабления, приуроченных к слою скачка плотности. Преимуществом примененных спектральных методов — вейвлет-анализа и преобразования Гильберта-Хуанга — является возможность быстрой обработки большого массива данных, позволяющая определить период и локализацию квазипериодических процессов. Результаты, полученные каждым из трех методов, в целом соответствуют друг другу. Некоторые количественные расхождения могут быть обусловлены нестрогой периодичностью исследуемых процессов и малым количеством колебаний в цуге, затрудняющие проведение спектрального анализа. В настоящее время в аппроксимационном методе используется метод экспертной оценки, что делает его применение весьма трудоемким. Поэтому при обработке больших массивов данных целесообразно на первом этапе проводить быструю обработку автоматизированными спектральными методами, а детальную обработку аппроксимационным методом проводить только для тех участков съемки, на которых выявлены квазипериодические процессы. Такой подход позволяет относительно быстро получить наиболее полную информацию.

Описанные в работе методы можно применить для обработки данных авиационной лидарной съемки, обладающей рядом преимуществ — высокой производительностью и возможностью получать синоптическую картину проявления динамических процессов, протекающих в приповерхностном слое морской воды.

При продолжении работ необходимо провести исследования в водах с другими типами стратификации, при этом лидарное зондирование должно сопровождаться синхронными контактными измерениями гидрофизических и гидрооптических характеристик.

Финансирование

Экспериментальные исследования и обработка зарегистрированного массива данных спектральными методами была выполнена в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021–0014. Обработка зарегистрированного массива данных аппроксимационным методом выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ проект № 075–15–2021–934 («Исследование антропогенных и естественных факторов изменений состава воздуха и объектов окружающей среды в Сибири и Российском секторе Арктики в условиях быстрых изменений климата с использованием УНУ «Самолет-лаборатория Ту-134 «Оптик»).

Funding

Experimental studies and processing of the registered data array by spectral methods were carried out as part of the state assignment No. FMWE-2021–0014. The processing of the registered data array by the approximation method was carried out with the financial support of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation

project No. 075-15-2021-934 (The study of anthropogenic and natural factors of changes in the composition of air and environmental objects in Siberia and the Russian sector of the Arctic in conditions of rapid climate change using the Tu-134 Optik flying laboratory).

Литература

1. Vasilkov A.P., Goldin Yu.A., Gureev B.A., Hoge F.E., Swift R.N., Wright C.W. 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, N4. P. 778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029
3. 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
4. Churnside J.H., Brown E.D., Parker-Stetter S., Horne J.K., Hunt G.L., Hillgruber N., Sigler M.F., Vollenweider J.J. 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. Goldin Y.A., Vasilev A.N., Lisovskiy A.S., Chernook V.I. Results of Barents Sea airborne lidar survey // *Proceedings SPIE. Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters (13 April 2007)*. 2007. Vol. 6615. P. 126–136. doi:10.1117/12.740456
6. Zhong C., Chen P., Pan D. An Improved Adaptive Subsurface Phytoplankton Layer Detection Method for Ocean Lidar Data // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13, N 19. P. 3875. doi:10.3390/rs13193875
7. 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
8. Bukin O.A., Major A.Y., Pavlov A.N., Shevtsov B.M., Kholodkevich E.D. Measurement of the lightscattering layers structure and detection of the dynamic processes in the upper ocean layer by shipborne lidar // *International Journal of Remote Sensing*. 1998. Vol. 19, N 4. P. 707–715. doi:10.1080/014311698215946
9. 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
10. Hoge F.E., Wright C.W., Krabill W.B., Buntzen R.R., Gilbert G.D., Swift R.N., Berry R.E. Airborne lidar detection of subsurface oceanic scattering layers // *Applied Optics*. 1988. Vol. 27, N19. P. 3969–3977. doi:10.1364/AO.27.003969
11. Goldin Y.A., Gureev B.A., Ventskut Y.I. Shipboard polarized lidar for seawater column sounding // *Proceedings SPIE. Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters (13 April 2007)*. 2007. Vol. 6615. P. 152–159. doi:10.1117/12.740466
12. Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Родионов М.А., Глухов В.А. Морской поляризационный лидар ПЛД-1 // *Труды XIII Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики» (Санкт-Петербург, 2016)*. Санкт-Петербург: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Санкт-Петербургский научный центр РАН, 2016. С. 215–217.
13. 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
14. Goldin Yu.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Polarized Lidar Sounding of Stratified Seawater // *Proceedings of IV International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW’2007)”*. Nizhny Novgorod, 2007. P. 175–178.
15. Химченко Е.Е., Серебряный А.Н. Внутренние волны на Кавказском и Крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.) // *Океанологические исследования*. 2018. Т. 46, № 2, С. 69–87. doi:10.29006/1564–2291.JOR-2018.46(2).7
16. Серебряный А.Н., Иванов В.А. Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. № 3. С. 34–45.
17. Зимин А.В., Свергун Е.И. Анализ характеристик и оценка ожидаемых высот внутренних волн на шельфе Крыма по данным экспедиции летом 2016 года // *Труды всероссийской научно-практической конференции «IV Феодосийские научные чтения» (Санкт-Петербург, 11–12 сентября 2017 г.)*. Феодосия: МБУК ФМД, «Арт-Лайф», 2017. С. 230–234.
18. Лаврова О.Ю., Серебряный А.Н., Митягина М.И., Бочарова Т.Ю. Подспутниковые наблюдения мелкомасштабных гидродинамических процессов в северо-восточной части Черного моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2013. Т. 10, № 4. С. 308–322.
19. Иванов В.А., Шульга Т.Я., Багаев А.В., Медведева А.В., Пластун Т.В., Вержевская Л.В., Свищева И.А. Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклеяского полуострова: моделирование и наблюдение // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. doi:10.22449/0233-7584-2019-4-322-340

20. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166, № 11. С. 1145–1170. doi:10.3367/UFNr.0166.199611a.1145
21. Жегулин Г.В. Использование вейвлет-анализа для оценки связи гидрологических и гидрооптических колебаний в диапазоне внутренних волн по данным натурных наблюдений в Белом море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 3. С. 48–56.
22. Press W.H., Teukolsky S.A. Savitzky–Golay smoothing filters // Computers in Physics. 1990. Vol. 4, N 6. P. 669–672. doi:10.1063/1.4822961
23. Короновский А.А., Храмов А.Е. Непрерывный вейвлетный анализ и его приложения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 176 с.
24. Huang N.E., Wu Z. A review on Hilbert–Huang transform: Method and its applications to geophysical studies // Reviews of Geophysics. 2008. Vol. 46, N 2. doi:10.1029/2007RG000228
25. Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченко Ф.Ф. Внутренние волны и перемешивание в шельфовой зоне моря // Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). 2010. Т. 162. С. 324–337.
26. Навроцкий В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Воронин А.А., Горин И.И., Павлова Е.П. Динамическая структура каскадинга в заливе Петра Великого (Японское море) // Океанологические исследования. 2020. Т. 48, № 3. С. 148–163. doi:10.29006/1564–2291.JOR-2020.48(3).9
27. Dätig M., Schlurmann T. Performance and limitations of the Hilbert–Huang transformation (HHT) with an application to irregular water wave // Ocean Engineering. 2004. Vol. 31, N 14–15. P. 1783–1834. doi:10.1016/j.oceaneng.2004.03.007
28. Ezer T., Heyman W.D., Houser C., Kjerfve B. Modeling and observations of high-frequency flow variability and internal waves at a Caribbean reef spawning aggregation site // Ocean Dynamics. 2010. Vol. 61, N 5. P. 581–598. doi:10.1007/s10236-010-0367-2

References

1. Vasilkov A.P., Goldin Yu.A., Gureev B.A., Hoge F.E., Swift R.N., and Wright C.W. 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. 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
4. Churnside J.H., Brown E.D., Parker-Stetter S., Horne J.K., Hunt G.L., Hillgruber N., Sigler M.F., Vollenweider J.J. 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. Goldin Y.A., Vasilev A.N., Lisovskiy A.S., Chernook V.I. Results of Barents Sea airborne lidar survey. *Proceedings SPIE. Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters (13 April 2007)*. 2007, 6615E, 126–136. doi:10.1117/12.740456
6. Zhong C., Chen P., Pan D. An improved adaptive subsurface phytoplankton layer detection method for ocean lidar data. *Remote Sensing*. 2021, 13(19), 3875. doi:10.3390/rs13193875
7. 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
8. Bukin O.A., Major A.Y., Pavlov A.N., Shevtsov B.M., Kholodkevich E.D. Measurement of the lightscattering layers structure and detection of the dynamic processes in the upper ocean layer by shipborne lidar. *International Journal of Remote Sensing*. 1998, 19(4), 707–715. doi:10.1080/014311698215946
9. Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Rodionov M.A. Method of internal waves registration by lidar sounding in case of waters with two-layer stratification of hydrooptical characteristics. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14(3), 86–97 (In Russian). doi:10.7868/S2073667321030084
10. Hoge F.E., Wright C.W., Krabill W.B., Buntzen R.R., Gilbert G.D., Swift R.N., Berry R.E. Airborne lidar detection of subsurface oceanic scattering layers. *Applied Optics*. 1988, 27(19), 3969–3977. doi:10.1364/AO.27.003969
11. Goldin Y.A., Gureev B.A., Ventskut Y.I. Shipboard polarized lidar for seawater column sounding. *Proceedings SPIE. Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters (13 April 2007)*. 2007, 6615, 152–159. doi:10.1117/12.740466
12. Goldin Yu.A., Rodionov M.A., Gureev B.A., Glukhov V.A. Marine polarization lidar PLD-1. *Proceedings of XIII All-Russian Conference “Advanced Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics” (St. Petersburg, 2016)*. St. Petersburg, Saint-Petersburg Research Center of RAS, 2016, 215–217 (In Russian).

13. 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 (In Russian). doi:10.7868/S207366731702006X
14. Goldin Yu.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Polarized lidar sounding of stratified seawater. *Proceedings of IV International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW’2007)”*. Nizhny Novgorod, 2007, 175–178.
15. Khimchenko E.E., Serebryany A.N. Internal waves on the Caucasian and Crimean shelves of the Black Sea (according to summer-autumn observations 2011–2016). *Journal of Oceanological Research*. 2018, 46(2), 69–87 (In Russian). doi:10.29006/1564–2291.JOR-2018.46(2).7
16. Serebryany A.N., Ivanov V.A. Study of internal waves in the Black Sea from oceanography platform of Marine Hydrophysical Institute. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2013, 3, 34–45 (In Russian).
17. Zimin A.V., Svergun E.I. Analysis of the characteristics and assessment of the expected heights of internal waves on the Crimean shelf according to the expedition data in the summer of 2016. *Proceedings of the Russian Scientific and Practical Conference “IV Feodosia Scientific Readings”* (St. Petersburg, September 11–12, 2017). Feodosia, Art-Life, 230–234 (in Russian).
18. Lavrova O.Y., Serebryany A.N., Mityagina M.I., Bocharova T.Y. Subsatellite observations of small-scale hydrodynamic processes in the northeastern Black Sea. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2013, 10(4), 308–322 (in Russian).
19. Ivanov V.A., Shul’ga T. Ya., Bagaev A.V., Medvedeva A.V., Plastun T.V., Verzhvskaya L.V., Svishcheva I.A. Internal waves on the Black Sea shelf near the Heracles Peninsula: Modeling and observation. *Physical Oceanography*. 2019, 26(4), 288–304. doi:10.22449/1573-160X-2019-4-288-304
20. Astaf’eva N.M. Wavelet analysis: basic theory and some applications. *Physics-Uspekhi*. 1996, 39(11), 1085. doi:10.1070/PU1996v039n11ABEH000177
21. Zhegulin G.V. Using wavelet analysis to assess the relationship of hydrological and hydrooptical oscillations in the range of internal waves according to in situ observations in the White Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2016, 9(3), 48–56 (in Russian).
22. Press W.H., Teukolsky S.A. Savitzky–Golay smoothing filters. *Computers in Physics*. 1990, 4(6), 669–672. doi:10.1063/1.4822961
23. Koronovskiy A.A., Khramov A.E. Continuous wavelet analysis and its applications. *Moscow, FIZMATLIT*, 2003. 176 p. (in Russian).
24. Huang N.E., Wu Z. A review on Hilbert–Huang transform: Method and its applications to geophysical studies. *Reviews of Geophysics*. 2008, 46(2). doi:10.1029/2007RG000228
25. Navrotsky V.V. et al. Internal waves and mixing in the shelf zone of the sea. *Izvestia TINRO* (Pacific Research Fisheries Center). 2010, 162, 324–337 (in Russian).
26. Navrotsky V.V., Lobanov V.B., Sergeev A.F., Voronin A.A., Gorin I.I., Pavlova E.P. Dynamic structure of cascading in the Peter the Great Bay (Sea of Japan). *Oceanological Research*. 2020, 48(3), 148–163 (in Russian). doi:10.29006/1564–2291.JOR-2020.48(3).9
27. Dätig M., Schlurmann T. Performance and limitations of the Hilbert–Huang transformation (HHT) with an application to irregular water wave. *Ocean Engineering*. 2004, 31(14–15), 1783–1834. doi:10.1016/j.oceaneng.2004.03.007
28. Ezer T., Heyman W.D., Houser C., Kjerfve B. Modeling and observations of high-frequency flow variability and internal waves at a Caribbean reef spawning aggregation site. *Ocean Dynamics*. 2010, 61(5), 581–598. doi:10.1007/s10236-010-0367-2

Об авторах

ГЛУХОВ Владимир Алексеевич	Научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0003-4555-8879, WoS ResearcherID: GSD-4886-2022, Scopus AuthorID: 57191414331, elibrary AuthorID: 916467, e-mail: vl.glukhov@inbox.ru
ГОЛЬДИН Юрий Анатольевич	Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-5731-5458, Scopus AuthorID: 6602648464, elibrary AuthorID: 58653, e-mail: goldin@ocean.ru

Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Жегулин Г.В., Родионов М.А.

Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Zhegulin G.V., Rodionov M.A.

ЖЕГУЛИН Глеб Викторович	Научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0002-8762-0899, WoS ResearcherID: AAP-7395-2021, Scopus AuthorID: 57195070290, elibrary AuthorID: 768992, e-mail: gleb-jegulin@rambler.ru
РОДИОНОВ Максим Анатольевич	Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0002-7397-0548, Scopus AuthorID: 56034199200, elibrary AuthorID: 203807, e-mail: maxim_rodionov@mail.ru

УДК 551.463.5

© М. Е. Ли, О. В. Мартынов*, 2022

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

*E-mail: oleg.martynov.49@mail.ru

БЫСТРОДЕЙСТВУЮЩИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРОВ ЯРКОСТИ ВОСХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ МОРЯ

Статья поступила в редакцию 14.02.2022, после доработки 03.08.2022, принята в печать 12.08.2022

Отмечено, что высокую инструментальную точность современных морских спектрофотометров трудно реализовать из-за больших методических погрешностей, обусловленных волнением на поверхности моря погодными условиями и геометрией освещения. Предложен устраняющий недостатки двухлучевой спектрофотометр на основе использования многоканального фотоумножителя. Описывается конструкция и принцип работы спектрофотометра, разработанного на основе компактного светосильного монохроматора и фотометрического блока, в котором располагаются каналы яркости восходящего излучения и облученности поверхности моря. С целью уменьшения методических погрешностей в приборе вместо абсолютных измерений световых потоков производится их сравнение в дифференциальном фотометре. Применение дифференциального фотометра, измеряющего спектральный коэффициент яркости, позволяет значительно повысить точность измерений, т. к. не требует абсолютной калибровки оптических каналов. Использование многоканального фотоумножителя приводит к дополнительному уменьшению методических погрешностей путем сокращения времени измерений спектрального коэффициента яркости моря, что предоставляет возможность в большом по объему массиве данных выделить достаточное количество спектров без помех от волнения и условий освещения. Оцифровка сигналов фотоумножителя производится с помощью малогабаритного USB-модуля АЦП/ЦАП с функциями цифрового ввода-вывода. На вход модуля поступают усиленные сигналы с фотокатодов, выход модуля посредством стандартного кабеля подключается к USB-входу компьютера, регистрирующего сигналы и управляющего работой спектрофотометра.

Ключевые слова: морской палубный спектрофотометр, инструментальные измерения спектрального коэффициента яркости

© М. Е. Lee, O. V. Martynov*, 2022

Marine Hydrophysical Institute RAS, 299011, Kapitanskaya Str. No. 2, Sevastopol. Russia

*E-mail: oleg.martynov.49@mail.ru

METHOD FOR FAST MEASURING OF SEAWATER-LEAVING RADIANCE SPECTRA

Received 14.02.2022; Revised 03.08.2022; Accepted 12.08.2022

It is noted that the high instrumental accuracy of modern marine spectrophotometers for reflectance measurements is difficult to implement due to large methodological errors caused by the sea surface waves by weather conditions and illumination geometry. A two-beam spectrophotometer based on the use of a multi-channel photomultiplier eliminating the disadvantages is proposed. The design and operation principle of a spectrophotometer, developed on the basis of a compact high-aperture monochromator and a photometric unit, in which the channels of the upwelling radiation and the irradiance of the sea surface are located, are described. In the instrument, instead of absolute measurements, the light fluxes are compared in a differential photometer instead of absolute measurements in order to reduce methodological errors. The use of a differential photometer, which measures the spectral reflectance of water, can significantly increase the measurement accuracy, because does not require absolute calibration of optical channels. The use of a multichannel photomultiplier leads to an additional decrease in methodological errors by reducing the time of measurements of the seawater spectral reflectance and makes it possible to select a sufficient number of spectra in a large volume of data without interference from waves and lighting conditions. The photomultiplier signals are digitized using a compact USB ADC/DAC module with digital input/output functions. Amplified signals from photocathodes are received at the module input, the module output is connected to the USB input of a computer recording signals and controlling the spectrophotometer work.

Keywords: ship-borne multifunctional spectrophotometer, measurements of spectral remote-sensing reflectance

Ссылка для цитирования: Ли М.Е., Мартынов О.В. Быстродействующий метод измерения спектров яркости восходящего излучения моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 43–52.

doi:10.48612/fpg/afm7-vh6d-r4a4

For citation: Lee M.E., Martynov O.V. Method for Fast Measuring of Seawater-Leaving Radiance Spectra. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 43–52. doi:10.48612/fpg/afm7-vh6d-r4a4

1. Введение

Спектрофотометры для измерений спектральных особенностей коэффициента яркости моря являются одними из основных гидрооптических приборов при проведении океанологических подспутниковых экспериментов для опорной калибровки космических сканеров цвета моря [1–3]. Основным назначением этих спектрофотометров является проведение полевых измерений спектральных характеристик восходящего из моря излучения при исследованиях связи этих характеристик с концентрацией в морской воде пигментов фитопланктона, растворенного органического вещества и других оптически активных примесей. Эти исследования весьма важны для верификации данных космических сканеров цвета океана. Поэтому появляется все больше работ, посвященных методике измерения коэффициента яркости, приборам для этих измерений и определению биооптических параметров вод по результатам измерений коэффициента яркости.

В экспедиционных условиях коэффициент яркости можно определять различными способами. Одним из широко распространенных на первоначальном этапе исследований был способ определения с помощью измерителя яркости. При этом процесс измерений проходил в три этапа: сначала производилось измерение яркости горизонтально расположенного эталонного диффузно рассеивающего экрана, затем измеряли яркость водной толщи. Для исключения отраженной составляющей от поверхности моря при дистанционных измерениях необходимо проводить также измерения яркости неба в соответствующем направлении.

В ряде исследований определение коэффициента яркости производилось по результатам одновременных измерений двух или даже трех датчиков: измерителя падающей облученности, измерителя яркости восходящего излучения и измерителя яркости сопряженного участка небосвода [4–13]. Однако такие способы измерений предъявляют очень высокие требования к точности, долговременной стабильности и линейности характеристик датчиков. В случае измерений, проведенных одним прибором, измерения разделены по времени, и это обстоятельство накладывает дополнительные ограничения на постоянство погодных условий. При определениях тремя разными датчиками небольшие погрешности каждого из измерителей могут привести к недопустимым результирующим ошибкам.

2. Постановка задачи

Реализация новой концепции подспутникового обеспечения космических сканеров цвета нового поколения [14], которые обладают более высокой точностью измерения световых потоков, лучшим пространственным разрешением и большим количеством спектральных каналов, потребовала дальнейшего развития неконтактных методов оперативной оценки значений коэффициента яркости поверхностных вод с борта судна.

Особенно тщательно исследовались возможности минимизации помех от взволнованной поверхности моря в зависимости от погодных условий и геометрии освещения. Связано это с тем, что высокую инструментальную точность современных спектрофотометров для измерений световых потоков в море часто оказывалось трудно реализовать из-за несоизмеримо больших методических погрешностей. Помимо отражения различных участков неба от взволнованной поверхности моря сказываются также флуктуации подводного светового поля из-за фокусировки лучей, при прохождении света через взволнованную поверхность и пульсаций геометрического пути светового пучка за счет колебаний уровня. Пульсации геометрического пути лучей вызывают флуктуации характеристик светового поля во всей толще фотического слоя моря, тогда как линзовые эффекты, напротив, сказываются лишь у самой поверхности. Наиболее важным является то, что во всей толще моря, за исключением самого приповерхностного слоя, спектр флуктуаций облученности и спектр колебаний возвышений практически совпадают, а степень когерентности на низких частотах между ними приближается к единице.

В случае измерений с борта судна, коэффициент яркости моря выражается через измеряемые световые потоки формулой [15]:

$$R_{rs} = \frac{n^2}{T_1 T_2} \cdot \frac{L_u - r_f L_{sk}}{E_d}, \quad (1)$$

где n — показатель преломления света водой; $r_f = 0,02$ — френелевский коэффициент отражения при нормальном падении; T_1 — коэффициент пропускания границей раздела воздух-вода; T_2 — коэффициент пропускания границей раздела вода-воздух, диффузно отраженного толщей моря излучения в зенит; L_u — восходящая яркость моря; L_{sk} — яркость области небосвода в зените; E_d — облученность поверхности моря. Формула (1) справедлива только для случая идеального состояния поверхности моря без волнения, полном

отсутствии облачности, при измерении яркости восходящего излучения строго в нади́р. В реальных условиях все перечисленные условия, как правило, не соблюдаются и в результаты измерений морских спектрофотометров привносятся трудно учитываемые помехи, которые вызывают методические погрешности по величине значительно превышающую инструментальную точность. В море структура световых полей характеризуется чрезвычайной сложностью из-за взаимного влияния на распространение света сразу множества факторов: сложных эффектов преломления и отражения света на границе раздела вода-воздух, сильной изменчивости и стратифицированности оптических свойств по глубине. С целью уменьшения методических погрешностей методы традиционных световых измерений в море были пересмотрены и приведены к такому виду, чтобы можно было осуществить переход от абсолютных измерений световых потоков к их сравнению в дифференциальном фотометре. Дополнительно методические погрешности можно устранить путем уменьшения времени измерений спектрального коэффициента яркости моря, таким образом, чтобы в большом по объему массиве данных можно было бы выделить достаточное количество спектров без помех от волнения и условий освещения.

В большинстве случаев время измерений определяется временем сканирования по спектру примененного в спектрофотометре монохроматора. Это время может быть уменьшено во много раз при использовании линейных многоэлементных приемников светового излучения, в качестве которых чаще всего используются полупроводниковые фотоприемники [16]. Недостатком спектрофотометров с такими линейными многоэлементными полупроводниковыми фотоприемниками является то, что они обладают малой чувствительностью и не допускают возможности управлять их чувствительностью и поэтому предназначены для измерений в узком диапазоне изменений измеряемых световых потоков.

Для устранения одного из этих недостатков, а именно недостаточной чувствительности, нами ранее были предложены двухлучевые дифференциальные спектрофотометры на основе использования фотоэлектронного умножителя (ФЭУ) в качестве светоприемника [17, 18].

Структурная схема электрической части предложенного спектрофотометра приведена на рис. 1.

Основу оптического блока составляет монохроматор, на входной щели которого установлен фотометрический блок, реализующий двулучевой принцип измерения. Блок осуществляет попеременное направление световых потоков пропорциональных восходящей яркости моря и нисходящей облученности на входную щель монохроматора. При вращении obtюратора на фотокатод ФЭУ поочередно попадают два световых потока, пропорциональных облученности поверхности E_d и яркости восходящего излучения моря L_u . Для выработки импульсов распознавания этих сигналов в механизме obtюратора смонтирована оптопара, срабатывание которой происходит строго синхронно с прохождением шторки модулятора между ними. Оптическая схема настроена таким образом, что значения фототоков, обусловленные световыми потоками в каждый

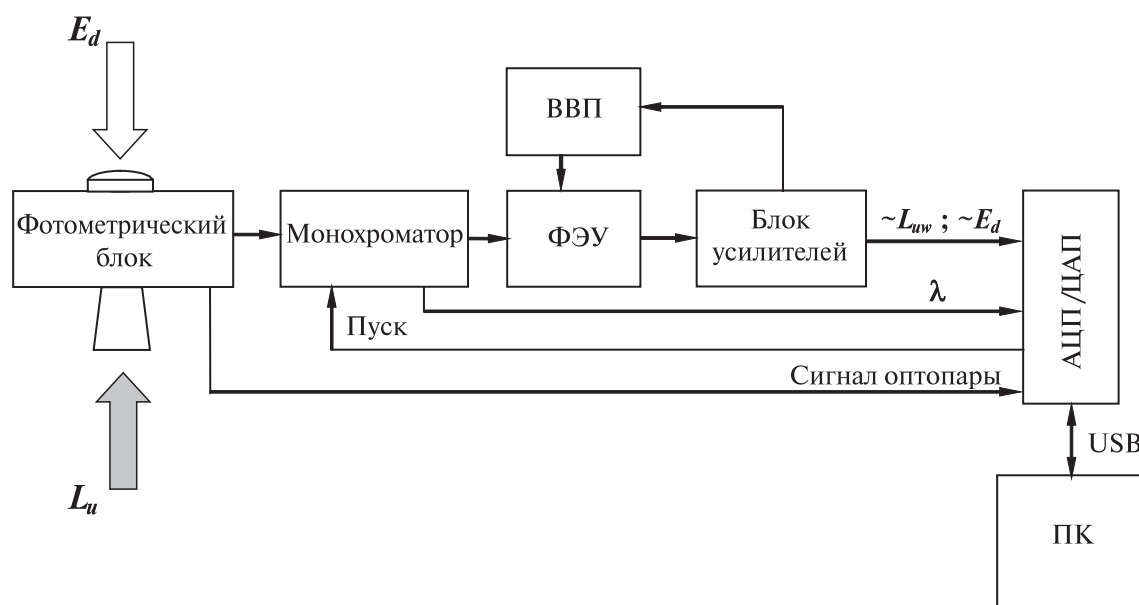


Рис. 1. Структурная схема электрической части спектрофотометра

Fig. 1. Structural diagram of the electrical part of the spectrophotometer

момент времени, имеют один порядок по величине. Через монохроматор потоки яркости и облученности поочередно попадают на фотокатод ФЭУ. В блоке усилителей производится усиление сигналов ФЭУ, а также в нем вырабатывается напряжение, управляющее работой высоковольтного преобразователя ФЭУ (ВВП). Для поддержания выходного тока ФЭУ в рабочем диапазоне его чувствительность необходимо регулировать. Наиболее простым и эффективным способом регулировки чувствительности фотоумножителя является изменение напряжения высоковольтного источника питания. В результате чувствительность фотометра непрерывно подстраивается под абсолютную величину падающего в воду солнечного излучения путем автоматического поддержания среднего выходного тока ФЭУ на заданном оптимальном уровне. Калибровка прибора проводится с помощью белого диффузно отражающего экрана с известным коэффициентом яркости.

Следует отметить, что формула (1) верна для проведения измерений с борта в направлении близком к надиру. Однако при такой постановке эксперимента велико влияние затенения корпусом прибора, и, чтобы избежать этого, измерения проводятся под углом свыше 15° к надиру. При этом уже нельзя точно учесть коэффициент френелевского отражения, так как он зависит от состояния небосвода и морской поверхности, а также геометрии наблюдений, и, кроме того, меняется с длиной волны. Для использования данного спектрофотометра предусмотрена методика измерений, состоящая в следующем. После измерения коэффициента яркости поверхности моря ρ_{sea} (рис. 2, а) в поле зрения объектива спектрофотометра устанавливалась заполненная водой кювета с поглощающими стенками и дном для измерения в условиях той же освещенности коэффициента яркости только водной поверхности ρ_{surf} (рис. 2, б). Спектры коэффициента яркости водной поверхности ρ_{surf} далее вычитаются из спектров общего коэффициента яркости моря. Таким образом, определялся коэффициент яркости толщи вод моря ρ_w :

$$\rho_w = \rho_{sea} - \rho_{surf} \quad (2)$$

В дальнейшем величина ρ_w будет называться для краткости коэффициентом яркости моря.

Несмотря на то, что процедура измерений несколько усложняется, такой метод позволяет учесть отраженную составляющую. Применение указанной процедуры позволило получать хорошие результаты [19]. Разница в состоянии взволнованной поверхности в море и в кювете выражается в большем разбросе данных измерений коэффициента яркости моря ρ_{sea} , которая нейтрализуется отбраковкой выбросов и осреднением нескольких последовательных измерений.

Эти универсальные спектрофотометры для измерений коэффициента яркости моря позволили решать разнообразные подспутниковые задачи оптико-биологического направления. За счет применения ФЭУ удалось добиться не только существенного увеличения чувствительности, но и путем ее автоматической подстройки под изменяющиеся условия освещения непрерывно подбирать оптимальный режим в процессе измерений. Это позволило проводить измерения спектрального коэффициента яркости моря с очень высокой инструментальной точностью, но из-за длительного времени измерений не удавалось избавиться от проблем методических погрешностей вследствие засветки отраженной волнующейся морской поверхностью сопряженных участков небосвода и части бликовой составляющей. Таким образом, основным не-

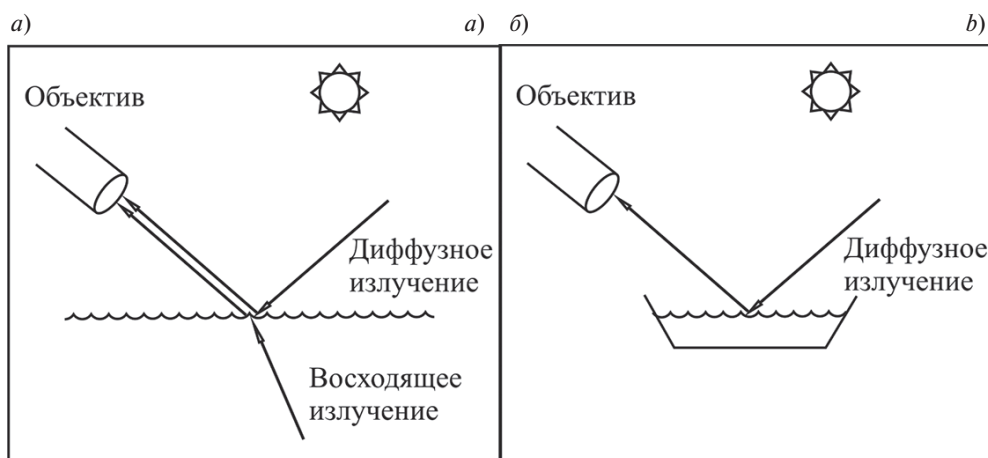


Рис. 2. Схема измерений коэффициента яркости моря

Fig. 2. Sea reflectance measurement scheme

достатком этих приборов являлось то, что измерения проводились длительное время, поэтому требуемая для подспутниковых целей точность измерений могла быть достигнута только в ясную погоду, когда волнение моря небольшое, а условия освещения достаточно стабильны. При большем волнении, а особенно при наличии мелкой ряби, помехи от солнечных бликов и из-за отражений от взволнованной поверхности моря различных участков небосвода, становятся настолько большими, что их не удается пока полностью устранить простой отбраковкой выбросов и специальными процедурами сглаживания.

Поэтому актуальной задачей является разработка чувствительного дифференциального спектрофотометра, не требующего абсолютной калибровки оптических каналов и с небольшим временем измерений. Это позволит за непродолжительное время получить достаточное количество спектров коэффициента яркости, которое предоставит возможность провести отбраковку помех от солнечных бликов.

3. Разработка спектрофотометра с многоканальным фотоэлектронным умножителем

В данной работе предлагается аналогичный двухлучевой спектрофотометр, но уже с многоканальным фотоэлектронным умножителем (32 фотокатода) в качестве приемника светового излучения. В результате удалось сохранить все преимущества описанного выше метода измерений, но при этом существенно сократить время необходимое для получения спектральных характеристик восходящего из моря излучения. Разработанный нами морской многофункциональный спектрофотометр состоит из фотометрического блока, устанавливаемого на входной щели компактного монохроматора ML44 [20] и блока многоканальной регистрации спектров на его выходе (рис. 3).

Компактный светосильный короткофокусный монохроматор ML44, обеспечивает работу в спектральном диапазоне 190–1200 нм. Отличительной особенностью монохроматора ML44 является использование высококачественных объективов-ахроматов вместо обычно применяемой в таких приборах зеркальной оптики. За счет этого в монохроматоре ML44 удалось добиться большей светосилы и минимума рассеянного света при исключительной компактности по сравнению с другими приборами своего класса. Обратная линейная дисперсия монохроматора ML44 (среднее значение), составляет 18,7 нм/мм для решетки с количеством 1200 штрихов и 34,7 нм/мм соответственно для 600 штрихов на мм. Такие значения обратной линейной дисперсии хорошо согласуются с входным окном многоканального фотоэлектронного умножителя фирмы Hamamatsu, смонтированного таким образом, чтобы входное окно располагалось в плоскости выходного спектра монохроматора.

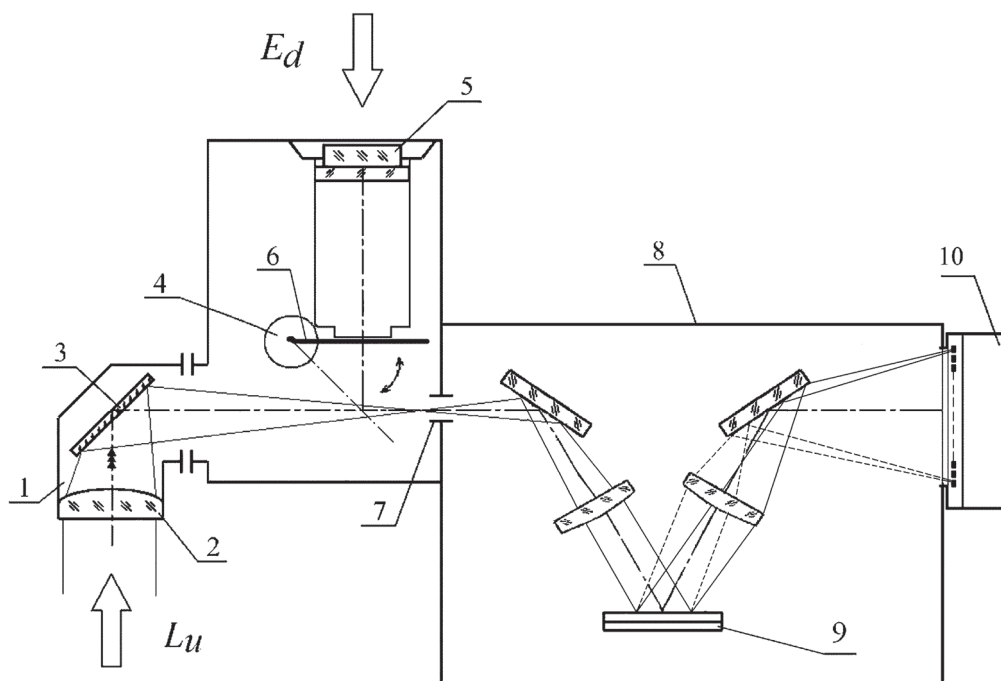


Рис. 3. Оптическая блок-схема морского спектрофотометра

Fig. 3. Optical block diagram of a marine spectrophotometer

Фотометрический блок представляет собой устройство, в котором формируются оба луча морского спектрофотометра. Эти лучи с помощью управляемого поворотным соленоидом 4 (BOS10/15 фирмы Такано [21]) отражателя 6 попеременно направляются внутрь монохроматора 8 через его входную щель 7 и фокусируются на дифракционной решетке 9, которая обеспечивает дифракционную картину на фотокатодах ФЭУ 10. Один из лучей формируется каналом яркости восходящего излучения, а другой — соответственно облученности поверхности моря. Для повышения точности измерений светосила каналов подобрана таким образом, чтобы соответствующие электрические сигналы были одного порядка по амплитуде. Канал яркости фотометрического блока (рис. 3) выполнен в виде оптической головки 1, составленной из объектива 2 и зеркала 3, отклоняющего луч на 90° . Оптическая головка 1 выполнена так, что может поворачиваться вокруг горизонтальной оси от надира до зенита и тем самым обеспечивает возможность измерения суммарной яркости восходящего из моря излучения и небосвода по всем направлениям. Это дает возможность каждый раз подбирать оптимальные направления измерений, при которых помехи от волнения, состояния небосвода и условий освещения будут минимальными. При этом сам спектрофотометр фиксируется так, чтобы световой коллектор канала облученности поверхности моря находился в горизонтальном положении, тогда как яркость восходящего излучения может измеряться под углом, который обеспечивает минимальный уровень помех. Измерения проводятся при волнении 1–3 балла и минимальной качке судна.

Канал облученности выполнен в виде цилиндрической насадки с косинусным коллектором 5, изготовленным из молочного стекла МС-13. Цилиндрическая насадка является также светозащитным экраном, предотвращающим попадание света из одного канала в другой.

Блок многоканальной регистрации спектров 10 включает в себя многоканальный фотоэлектронный умножитель Н7260 (32 фотокатода), с делителем и источником высокого напряжения фирмы Hamamatsu [22] и фотоэлектрическую схему усиления и преобразования сигналов с ФЭУ.

Эскиз внешнего вида многоканального ФЭУ с указанием его габаритов и размеров светочувствительных площадок приведен на рис. 4 слева, а справа их спектральные характеристики для катодной чувствительности и квантовой эффективности.

Технические характеристики фотоприемного устройства Н7260, представленные в описании [22], полностью отвечают требованиям к морскому спектрофотометру для измерений спектральных характеристик восходящего из моря излучения, а его конструкция позволяет легко состыковывать с монохроматором.

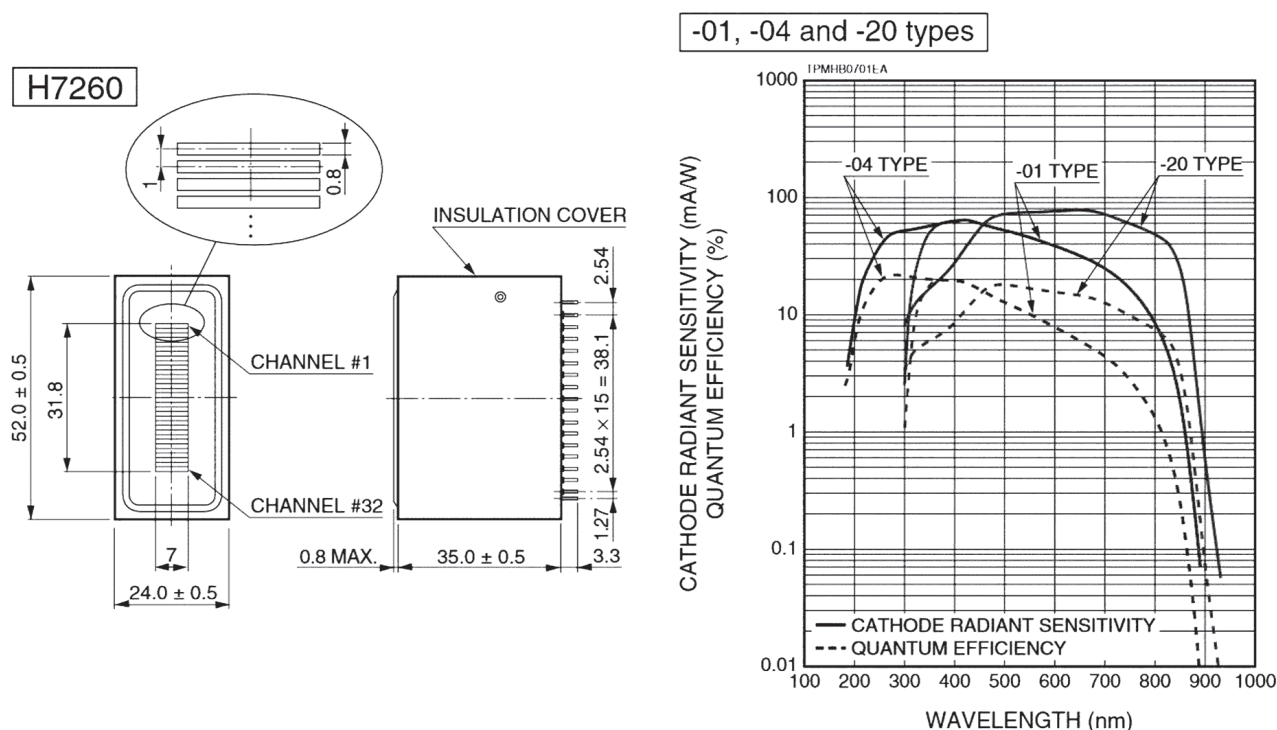


Рис. 4. Многоканальный фотоэлектронный умножитель Н7260–01 фирмы Hamamatsu [21]

Fig. 4. Multichannel photomultiplier H7260–01, Hamamatsu Photonics Co. [21]

В данном спектрофотометре монохроматор ML44 используется в качестве полихроматора. Размеры щелей в монохроматоре установлены такими, чтобы на линейку фотокатодов ФЭУ попадал спектр в диапазоне 400–720 нм, следовательно, разрешение по спектру оптики прибора составляет около 10 нм.

Функциональная электрическая схема блока управления спектрофотометром и многоканальной регистрации спектров представлена на рис. 5. Сигналы анодов ФЭУ преобразуются в напряжения 32-мя усилителями $U1—U32$ и подаются на входы внешнего устройства аналогово-цифрового преобразования (АЦП) ЛА-20USB производства ЗАО «Руднев-Шиляев» [23]. Устройство ЛА-20USB предназначено для работы с персональным компьютером. Основное назначение ЛА-20USB — преобразование аналоговых сигналов в цифровую форму и передача их в ПЭВМ. Оно также может передавать и принимать цифровые сигналы. С помощью специальной программы ПЭВМ осуществляет контроль над работой спектрофотометра и регистрацию результатов измерений.

Цикл измерения восходящей яркости моря состоит в следующем:

1. Установка отражателя 6 (рис. 3) в положение, при котором на входную щель монохроматора попадает луч, соответствующий облученности поверхности моря и одновременное подключение сигнала, получаемого с 16 анода ФЭУ к блоку управления высоковольтным преобразователем (ВВП).
2. Регулировка чувствительности ФЭУ по сигналу 16 канала (16-й фотокатод расположен в зоне близкой к максимуму спектра солнечного излучения).
3. Регистрация спектра облученности.
4. Установка отражателя 6 (рис. 3) в положение, при котором на входную щель монохроматора попадает луч, соответствующий яркости восходящего излучения. При этом 16-й канал отключается от блока управления ВВП, но чувствительность, установленная в ходе регулировки ФЭУ, остается.
5. Регистрация 10-ти спектров восходящей яркости.

С учетом задержек, обусловленных временем регулировки чувствительности, оцифровкой каналов, переключением соленоида заслонки лучей, а также задержек программного обеспечения цикл измерения составляет примерно 0,5–1 с.

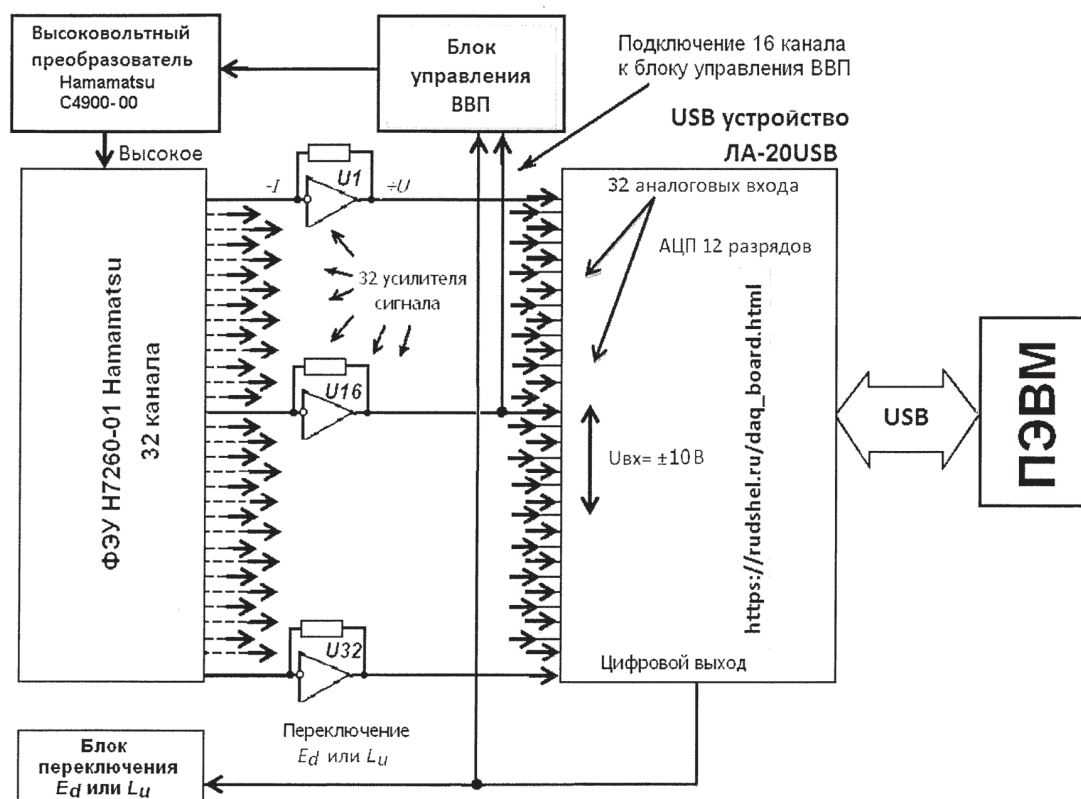


Рис. 5. Функциональная электрическая схема блока управления спектрофотометром и многоканальной регистрации спектров

Fig. 5. Functional electrical diagram of the unit for the spectrophotometer control and spectra multichannel recording

Таким образом, за относительно короткое время, можно получить значительное количество спектров, провести их разбраковку и выделить достаточное количество спектров без помех от волнения и условий освещения.

4. Заключение

Рассмотрены спектрофотометры, для измерений спектральных особенностей коэффициента яркости моря. Указывается, что для этих приборов ранее были тщательно исследованы возможности минимизации помех от взволнованной поверхности моря в зависимости от погодных условий и геометрии освещения. Отмечено, что высокую инструментальную точность современных спектрофотометров для измерений световых потоков в море часто невозможно реализовать из-за несоизмеримо больших методических погрешностей. Устранение этих методических погрешностей предложено осуществлять за счет существенного уменьшения времени измерений спектров яркости восходящего излучения. Предложен двухлучевой спектрофотометр на основе использования многоканального фотоумножителя устраняющий перечисленные недостатки.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Тема 0555-2021-0003 «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»).

Funding

The work was carried out within the framework of the State task Theme 0555–2021–0003 “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”).

Литература

1. Weeks A.R., Robinson I.S., Booty B. A towed near-surface optical reflectance meter for measuring ocean colour in support SeaWiFS // European workshop on optical ground truth instrumentation for the validation of space-borne optical remote sensing data of the marine environment. NIOZ-Rapport, 1993. P. 3–9.
2. Корчёмкина Е.Н. Использование данных об изменчивости оптических свойств атмосферного аэрозоля для коррекции спектров коэффициента яркости моря // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 1. С. 39–45.
3. Шибанов Е.Б., Корчёмкина Е.Н. Восстановление биооптических характеристик вод Черного моря при условии постоянства коэффициента яркости на длине волны 400 нм // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 1. С. 38–50.
4. Пелевин В.Н., Локк Я.Ф., Кельбалиханов Б.Ф. Фотометр для измерения спектральной яркости выходящего из моря излучения и результаты его испытаний в натурных условиях // Оптические исследования в океане и атмосфере над океаном. М.: Изд. ИОАН, 1975. С. 126–134.
5. Morel A. In-water and remote measurements of ocean color // Boundary-Layer Meteorology. 1980. Vol. 18, N 2. P. 177–201. doi:10.1007/BF00121323
6. Матюшенко В.А., Пелевин В.Н., Ростовцева В.В. Измерение коэффициента яркости моря трехканальным спектрофотометром с борта НИС // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9, № 5. С. 664–669.
7. Toole D.A., Siegel D.A., Menzies D.W., Neumann M.J. and Smith R.C. Remote-sensing reflectance determinations in the coastal ocean environment: impact of instrumental characteristics and environmental variability // Applied Optics. 2000. Vol. 39, N 3. P. 456–469. doi:10.1364/AO.39.000456
8. Hooker S.B., Lazin G., Zibordi G., McLean S.D. An evaluation of above- and in-water methods for determining water-leaving radiances // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. Vol. 19, N 4. P. 486–515. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0486: AEOAAI>2.0.CO;2
9. Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Grigoriev A.V., Terekhova A.A. New instrument for measuring surface and underwater irradiances // Proceedings of IV International Conf. “Current problems in optics of natural waters”. Nizhny Novgorod, 2007. P. 271–275.
10. Ростовцева В.В., Коновалов Б.В., Гончаренко И.В., Хлебников Д.В. Способ оценки содержания примесей в морских водах с помощью оперативной спектрофотометрии // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 560–574. doi:10.7868/S0030157417040050

11. Ruddick K., De Cauwer V., Park Y., Moore G. Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance — the similarity spectrum for turbid waters // *Limnology and Oceanography*. 2006. Vol. 51, N 2. P. 1167–1179. doi:10.4319/lo.2006.51.2.1167
12. Brando V.E., Lovell J.L., King E.A., Boadle D., Scott R., Schroeder T. The potential of autonomous ship-borne hyper-spectral radiometers for the validation of ocean color radiometry data // *Remote Sensing*. 2016. Vol. 8, N 2: 150. P. 1–18. doi:10.3390/rs8020150
13. Гончаренко И.В., Ростовцева В.В., Коновалов Б.В. Использование нового судового комплекса пассивного оптического зондирования для получения распределения естественных примесей в прибрежных водах // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11, № 3. С. 97–101. doi:10.3390/rs8020150
14. Groom S., Sathyendranath S., Ban Y., Bernard S., Brewin R., Brotas V., Brockmann C., Chauhan P., Choi J-k., Chuprin A., Ciavatta S., Cipollini P., Donlon C., Franz B., He X., Hirata T., Jackson T., Kampel M., Krasemann H., Lavender S., Pardo-Martinez S., Mélin F., Platt T., Santoleri R., Skakala J., Schaeffer B., Smith M., Steinmetz F., Valente A., Wang M. Satellite Ocean Colour: Current status and future perspective // *Frontiers in Marine Science*. 2019. 6:485. doi:10.3389/fmars.2019.00485
15. Lee M.E., Shybanov E.B., Korchemkina E.N., Martynov O.V. Determination of the concentration of components in the seawater under upwelling radiation brightness spectrum // *Physical Oceanography*. 2015. N 6. P. 15–30. doi:10.22449/1573-160X-2015-6-15-30
16. Molkov A.A., Fedorov S.V., Pelevin V.V., Korchemkina E.N. Regional models for high-resolution retrieval of chlorophyll *a* and TSM concentrations in the Gorky Reservoir by Sentinel-2 Imagery // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11, N 10: 1215. doi:10.3390/rs11101215
17. Ли М.Е., Мартынов О.В. Измеритель коэффициента яркости для подспутниковых измерений биооптических параметров вод // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2000. С. 163–173.
18. Lee M.Y.G., Fedorov S.V. Double beam spectrophotometer for simultaneous measurement of the upwelling sea radiance and the incident sea irradiance // *Light and Engineering*. 2019. Vol. 27, N 3. P. 105–110. doi:10.33383/2018-001
19. Каралли П.Г., Копелевич О.В., Салинг И.В., Шеберстов С.В., Паутова Л.А., Силкин В.А. Валидация дистанционных оценок параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море по данным натурных измерений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11, № 3. С. 55–63. doi:10.7868/S2073667318030073
20. Светосильный короткофокусный монохроматор ML44: [Электронный ресурс] URL: <http://www.solarspectral.com/catalog/42/232/> (дата обращения: 11.01.21).
21. Двухпозиционный поворотный соленоид BOS10/15 фирмы Takano: [Электронный ресурс] URL: <https://www.takano-sanki21.com/sanki/en/products/optical-shutter/BOS10/15/> (дата обращения: 10.01.20).
22. Linear multianode PMT assemblies and modules: [Электронный ресурс] URL: https://www.hamamatsu.com/resources/pdf/etd/LINEAR_PMT_TPMH1325E.pdf (дата обращения: 01.02.21).
23. ЛА-20USB. Описание: [Электронный ресурс]. URL: <https://rudshel.ru/show.php?dev=34> (дата обращения: 11.02.21).

References

1. Weeks A.R., Robinson I.S., Booty B. A towed near-surface optical reflectance meter for measuring ocean colour in support SeaWiFS. *European workshop on optical ground truth instrumentation for the validation of space-borne optical remote sensing data of the marine environment*. NIOZ-Rapport, 1993, 3–9.
2. Korchemkina E.N. Using data on the variability of the optical properties of atmospheric aerosol to correct the spectra of the sea radiance coefficient. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2012, 1, 39–45 (in Russian).
3. Shybanov E.B., Korchemkina E.N. Recovery of the bio-optical characteristics of the Black Sea waters under the condition of a constant radiance coefficient at a wavelength of 400 nm. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2008, 1, P. 38–50 (in Russian).
4. Pelevin V.N., Lokk Ya.F., Kel'balikhanov B.F. Photometer for measuring the spectral brightness of radiation emerging from the sea and the results of its tests in natural conditions / *Optical research in the ocean and atmosphere over the ocean*. M., Publ. H. IOAN, 1975, 126–134 (in Russian).
5. Morel A. In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology*. 1980, 18, 2, 177–201. doi: 10.1007/BF00121323
6. Matyushenko V.A., Pelevin V.N., Rostovtseva V.V. Measurement of the sea reflectance with a three-channel spectrophotometer from the R/V board. *Optika Atmosfery i Okeana*. 1996, 9, 5, 664–669 (in Russian).
7. Toole D.A., Siegel D.A., Menzies D.W., Neumann M.J., Smith R.C. Remote-sensing reflectance determinations in the coastal ocean environment: impact of instrumental characteristics and environmental variability. *Applied Optics*. 2000, 39, 3, 456–469. doi:10.1364/AO.39.000456
8. Hooker S.B., Lazin G., Zibordi G., McLean S.D. An evaluation of above- and in-water methods for determining water-leaving radiances. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002, 19, 4, 486–515. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0486: AEOAAI>2.0.CO;2

9. Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Grigoriev A.V., Terekhova A.A. New instrument for measuring surface and underwater irradiances // Proceedings of IV International Conf. "Current problems in optics of natural waters". Nizhny Novgorod, 2007, 271–275.
10. Rostovtseva V.V., Konovalov B.V., Goncharenko I.V., Khlebnikov D.V. Method for estimating admixture content in seawater using operative spectrophotometry. *Oceanology*. 2017, 57, 4, 505–519 (in Russian). doi:10.1134/S0001437017040166
11. Ruddick K., De Cauwer V., Park Y., Moore G. Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance — the similarity spectrum for turbid waters. *Limnology and Oceanography*. 2006, 51, 2, 1167–1179. doi:10.4319/lo.2006.51.2.1167
12. Brando V.E., Lovell J.L., King E.A., Boadle D., Scott R., Schroeder T. The potential of autonomous ship-borne hyperspectral radiometers for the validation of ocean color radiometry data. *Remote Sensing*. 2016, 8, 2, 150, 1–18. doi:10.3390/rs8020150
13. Goncharenko I.V., Rostovtseva V.V., Konovalov B.V. Using of new shipborne complex for passive optical remote sensing for obtaining distribution of natural admixtures in coastal waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018, 11, 3, 97–101 (in Russian). doi:10.7868/S20736673180300127
14. Groom S., Sathyendranath S., Ban Y., Bernard S., Brewin R., Brotas V., Brockmann C., Chauhan P., Choi J.-k., Chuprin A., Ciavatta S., Cipollini P., Donlon C., Franz B., He X., Hirata T., Jackson T., Kampel M., Krasemann H., Laverder S., Pardo-Martinez S., Mélin F., Platt T., Santoleri R., Skakala J., Schaeffer B., Smith M., Steinmetz F., Valente A., Wang M. Satellite Ocean Colour: Current status and future perspective. *Frontiers in Marine Science*. 2019, 6:485. doi:10.3389/fmars.2019.00485
15. Lee M.E., Shybanov E.B., Korchemkina E.N., Martynov O.V. Determination of the concentration of seawater components based on upwelling radiation spectrum. *Physical Oceanography*. 2015, 6, 15–30. doi:10.22449/1573-160X-2015-6-15-30
16. Molkov A.A., Fedorov S.V., Pelevin V.V., Korchemkina E.N. Regional models for high-resolution retrieval of chlorophyll *a* and TSM concentrations in the Gorky Reservoir by Sentinel-2 Imagery. *Remote Sensing*. 2019, 11(10), 1215. doi.org/10.3390/rs11101215
17. Lee M.E., Martynov O.V. Reflectance meter for sub-satellite measurements of bio-optical parameters of waters. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones and Comprehensive Use of Shelf Resources*. 2000, 163–173 (in Russian).
18. Lee M.Y.G., Fedorov S.V. Double beam spectrophotometer for simultaneous measurement of the upwelling sea radiance and the incident sea irradiance. *Light and Engineering*. 2019, 27, 3, 105–110. doi:10.33383/2018-001
19. Karalli P.G., Kopelevich O.V., Sahling I.V., Sheberstov S.V., Pautova L.A., Silkin V.A. Validation of remote sensing estimates of coccolitophore bloom parameters in the Barents Sea from field measurements. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018, 11, 3, 55–63 (in Russian). doi:10.7868/S2073667318030073
20. High-aperture short-focus monochromator ML44: [Electronic resource] URL: <http://www.solarspectral.com/catalog/42/232/> (Access date: 11.01.21) (in Russian).
21. Bi-Stable Optical Shutter BOS10/15, Takano Co., LTD: [Electronic resource] URL: <https://www.takano-sanki21.com/sanki/en/products/optical-shutter/BOS10/15/> (Access date: 10.01.20).
22. Linear multianode PMT assemblies and modules: [Electronic resource] URL: https://www.hamamatsu.com/resources/pdf/etd/LINEAR_PMT_TPMH1325E.pdf (Access date: 01.02.21).
23. LA-20USB. Device description: [Electronic resource] URL: <https://rudshel.ru/show.php?dev=34>, (Access date: 11.02.21) (in Russian).

Об авторах

ЛИ Михаил Ен Гон

Доктор физико-математических наук, профессор, заведующий отделом оптики и биофизики моря, главный научный сотрудник отдела оптики и биофизики моря, Морской гидрофизический институт РАН (299011, ул. Капитанская, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22

Scopus Author ID: 56142710400,
elibrary AuthorID: 865650
e-mail: michael.lee.mhi@gmail.com

МАРТЫНОВ Олег Викторович

Кандидат технических наук, старший научный сотрудник отдела оптики и биофизики моря, Морской гидрофизический институт РАН (299011, ул. Капитанская, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22

Scopus Author ID: 57201603369,
elibrary AuthorID: 854852,
e-mail: ovmartynov@gmail.com

УДК 551.463.5

© Е. Н. Корчемкина*, Е. В. Маньковская, 2022

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Капитанская ул., 2, г. Севастополь, Россия

*E-mail: korchemkina@mhi-ras.ru

СВЯЗЬ БИООПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ВЕСНОЙ 2019 ГОДА

Статья поступила в редакцию 15.02.2022, после доработки 12.07.2022, принята в печать 28.07.2022

Аннотация

Представлен анализ натурных измерений спектрального коэффициента яркости Черного моря и рассчитанных по нему биооптических и цветовых характеристик, а также концентраций хлорофилла-*a* и глубины видимости белого диска. Для различных по своим особенностям районов Черного моря представлены осредненные значения рассчитанных характеристик: эффективной и доминирующей длины волны в спектре излучения моря, чистоты цвета воды. При помощи разработанного ранее биооптического алгоритма рассчитаны концентрация хлорофилла-*a*, поглощение растворенным органическим веществом, обратное рассеяние взвесью, показатель вертикального ослабления света.

Установлены обратные зависимости между глубиной видимости белого диска и коэффициентом яркости в максимуме, а также между глубиной видимости белого диска и доминирующей длиной волны. Получены линейные связи между концентрацией хлорофилла-*a* в поверхностном слое моря и эффективной и доминирующей длиной волны с высокими коэффициентами корреляции. Также установлена значимая связь между концентрацией хлорофилла-*a* и максимумом спектра коэффициента яркости. Среди корреляционных связей биооптических параметров с цветовыми характеристиками высокая корреляция наблюдается между показателем вертикального ослабления света и чистотой цвета.

Рассчитанные по данным спектрального коэффициента яркости с применением полуаналитического алгоритма концентрации хлорофилла-*a* достаточно хорошо согласуются с данными натурных измерений. Сравнение расчетных и измеренных концентраций хлорофилла-*a* со спутниковыми продуктами оптических сканеров моря показывает завышение концентраций хлорофилла-*a* спутниковыми алгоритмами обработки данных.

Полученные корреляционные связи могут применяться в дальнейшем для оценки биооптических параметров в северной части Черного моря.

Ключевые слова: концентрация хлорофилла-*a*, поглощение растворенным органическим веществом, обратное рассеяние взвесью, показатель вертикального ослабления света, эффективная длина волны, доминирующая длина волны, чистота цвета

© Е. Н. Korchemkina*, Е. В. Mankovskaya, 2022

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

*E-mail: korchemkina@mhi-ras.ru

RELATIONSHIPS BETWEEN BIO-OPTICAL PARAMETERS OF THE BLACK SEA WATERS AND SPECTRAL REFLECTANCE COEFFICIENT IN SPRING 2019

Received 15.02.2022; Revised 12.07.2022; Accepted 28.07.2022

Abstract

The paper presents an analysis of field measurements of the spectral reflectance of the Black Sea and the bio-optical and colorimetric characteristics calculated from it, as well as chlorophyll concentrations and the Secchi disk depth. For the regions of the Black Sea with different characteristics, the averaged values of the calculated characteristics are presented: the effective and dominant wavelength in the reflectance spectrum, the purity of the water color. Using the previously developed bio-optical algorithm, the concentration of chlorophyll, absorption by dissolved organic matter, backscattering by suspended matter, and the vertical light attenuation coefficient were calculated.

Ссылка для цитирования: Корчемкина Е.Н., Маньковская Е.В. Связь биооптических параметров вод Черного моря с характеристиками коэффициента яркости весной 2019 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 53–64. doi:10.48612/fpg/47v1-8k56-g93n

For citation: Korchemkina E.N., Mankovskaya E.V. Relationships Between Bio-Optical Parameters of the Black Sea Waters and Spectral Reflectance Coefficient in Spring 2019. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 53–64. doi:10.48612/fpg/47v1-8k56-g93n

Inverse relationships are established between the Secchi disk depth and the maximum reflectance, as well as between the Secchi disk depth and the dominant wavelength. Linear relationships with high correlation coefficients are obtained between the surface chlorophyll concentration and the effective and dominant wavelength. A significant relationship was also established between the surface chlorophyll concentration and the maximum reflectance. Among the relationships between bio-optical and colorimetric parameters, a high correlation is observed between the vertical light attenuation coefficient and color purity.

Chlorophyll concentrations calculated from the data of the spectral reflectance coefficient using a semi-analytical algorithm are in good agreement with the data of field measurements. Comparison of calculated and measured chlorophyll concentrations with satellite products of optical ocean color scanners shows an overestimation of chlorophyll concentrations by satellite data processing algorithms.

The obtained correlations can be used in the future to assess bio-optical parameters in the northern part of the Black Sea.

Keywords: chlorophyll concentration, absorption by dissolved organic matter, particles backscattering, vertical attenuation coefficient, effective wavelength, dominating wavelength, color purity

1. Введение

Спектральный коэффициент яркости водной толщи (СКЯ) представляет собой отношение яркости восходящего из моря излучения к яркости диффузно отражающего белого экрана при том же освещении. Яркость выходящего из водной толщи излучения в основном формируется в фотическом слое и зависит от концентрации взвешенных частиц (минеральная взвесь, клетки фитопланктона, детрит) и растворенного органического вещества (РОВ). Соотношение вклада этих веществ в суммарное поглощение и рассеяние определяет не только величины СКЯ, но и форму его спектра и расположение спектральных максимумов.

По значениям СКЯ можно судить о процессах, происходящих в поверхностном слое, например, таких как распространение в море речных стоков, наличие примесей различного происхождения, образование мезомасштабных вихрей, фронтальных зон и др. Коэффициент яркости является ключевой характеристикой, на основе которой строится решение обратной задачи спутникового мониторинга водоемов.

Видимый цвет моря определяется формой спектра коэффициента яркости. Для характеристики цветности существуют различные параметры, например, номер пробирки на шкале Фореля-Уле [1], цветовые координаты и угол цветности [2–4], эффективная и доминирующая длина волны и чистота цвета [5].

Теоретически показано, что СКЯ водной толщи связан с первичными гидрооптическими характеристиками (поглощением и обратным рассеянием) воды и определяется соотношением [6]

$$\rho_w \sim b_b / (a + b_b), \quad (1)$$

где b_b — показатель рассеяния назад, a — показатель поглощения. Величина b_b значительно меньше (почти на порядок) величины a , за исключением некоторых ситуаций, например, кокколитофоридных цветений, поэтому с допустимым приближением ρ_w определяется соотношением

$$\rho_w \sim b_b / a. \quad (2)$$

Форма спектра коэффициента яркости и соответствующие цветовые характеристики вод могут значительно отличаться в различных водоемах. По оптическим свойствам воды Черного моря по классификации Мореля [7] относится к типу II, для которого влияние поглощения неживой органикой и рассеяния взвесью значительно превышает влияние поглощения пигментами фитопланктона. Для Черного моря характерна форма спектра коэффициента яркости с одним максимумом в области 485–510 нм.

Цель настоящей работы — установить и исследовать связи биооптических параметров вод Черного моря с цветовыми характеристиками коэффициента яркости. Для этого представлены и проанализированы натурные данные спектрального коэффициента яркости, а также рассчитаны цветовые характеристики вод Черного моря на основе СКЯ. Первичные оптические характеристики получены с использованием полуаналитического алгоритма обработки спектров коэффициента яркости [8].

2. Район исследования и данные

Данные измерений СКЯ получены в ходе экспедиции НИС «Профессор Водяницкий» весной 2019 г. по Черному морю. Масштабная натурная съемка оптических характеристик выполнена в период 18.04–13.05.2019 в северной и северо-восточной частях Черного моря (42,5–45,8°с.ш.; 31,5–39,8°в.д.).

В ходе экспедиции спектры коэффициента яркости водной толщи были получены на 89-ти станциях, положение которых показано черными точками на рис. 2.

Для исследования связей биооптических параметров с характеристиками коэффициента яркости использовали данные о глубине видимости белого диска (относительной прозрачности) и концентрации хлорофилла-*a*, полученные в этой же экспедиции. Глубина видимости белого диска определялась по стандартной методике [9]. Концентрация хлорофилла-*a* определялась сотрудниками Института биологии южных морей в лабораторных условиях в пробах воды, взятых на 22-х станциях в поверхностном слое (0–5 м). Также для сопоставления использовался стандартный спутниковый продукт *CHL* (концентрация хлорофилла-*a*) по данным MODIS Aqua/Terra, рассчитанный по формулам OC4 [10].

3. Методы

Измерения спектрального коэффициента яркости. Измерения спектрального коэффициента яркости проводились с борта судна спектрофотометром, разработанным в отделе оптики и биофизики моря МГИ РАН [8]. Прибор измеряет спектральную яркость восходящего из моря излучения в диапазоне длин волн 390–750 нм с дискретностью 5 нм. Измеренный спектр яркости моря нормируют на спектральную облученность поверхности моря и получают таким образом спектральные коэффициенты яркости моря. Измеряют также спектральные коэффициенты яркости излучения, отраженного поверхностью моря, которые вычитают из спектров общего коэффициента яркости моря, и таким образом определяют спектральные коэффициенты яркости водной толщи $\rho_w = \rho_{sea} - \rho_{surf}$.

Расчет биооптических характеристик. В исследуемом районе в период проведения измерений не зафиксировано цветения кокколитофорид, что позволяет использовать соотношение (2) для расчетов. Гиперспектральные измерения СКЯ позволяют восстанавливать такие биооптические параметры, как показатель рассеяния назад частицами взвеси, концентрацию хлорофилла-*a*, показатель поглощения растворенным органическим веществом (РОВ) и показатель вертикального ослабления света. Для расчетов использовался полуаналитический алгоритм из работы [8]. Спектр коэффициента яркости описывается формулой

$$R_{rs}(\lambda) = k \frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(550)(550/\lambda)^v}{a_w(\lambda) + C_{ph}a_{ph}^*(\lambda) + a_{org}(400)e^{-S(\lambda-400)}}, \quad (3)$$

где $k = 0,15$; $b_{bw}(\lambda)$ — показатель рассеяния назад чистой водой [10]; $a_w(\lambda)$ — показатель поглощения чистой водой [11]; $a_{ph}^*(\lambda)$ — спектр удельного поглощения пигментами фитопланктона (нормированный на концентрацию хлорофилла-*a*) [12]; $v = 1,5$ — спектральный наклон рассеяния назад, зависящий от размера частиц [13]; $S = 0,018$ — спектральный наклон показателя поглощения света РОВ [14]; $b_{bp}(550)$ — показатель рассеяния назад частицами взвеси на длине волны 550 нм; C_{ph} — концентрация пигментов фитопланктона и $a_{org}(400)$ — показатель поглощения РОВ на длине волны 400 нм.

Неизвестные параметры модели ($b_{bp}(550)$, C_{ph} , $a_{org}(400)$), рассчитываются методом оптимизации, каждый в своем спектральном участке: $a_{org}(400)$ — в диапазоне 390÷420 нм, C_{ph} — 420÷460 нм и $b_{bp}(550)$ — 460÷650 нм. Погрешность определения зависит от точности определения входных параметров и составляет 25 % для пигментов фитопланктона и 5 % для взвеси и РОВ. Основным пигментом фитопланктона, влияющим на оптические свойства воды, является хлорофилл-*a*. Поэтому в данной работе концентрация хлорофилла-*a* C_{chl}^* принимается равной концентрации пигментов фитопланктона C_{ph} , получаемой в результате расчетов.

Показатель вертикального ослабления света определялся по восстановленным биооптическим параметрам, исходя из формулы

$$K_d(\lambda) = \alpha(\lambda) + b_b(\lambda) = a_w(\lambda) + C_{ph}a_{ph}^*(\lambda) + a_{org}(400)e^{-S(\lambda-400)} + b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(550)(550/\lambda)^v. \quad (4)$$

Расчет цветовых характеристик. Для исследуемой области Черного моря по спектрам коэффициента яркости рассчитывались следующие цветовые характеристики: эффективная и доминирующая длины волн в спектре излучения моря, чистота цвета воды.

Эффективная длина волны представляет собой средневзвешенную по спектру коэффициента яркости длину волны:

$$\lambda_{eff} = \frac{\int \lambda \rho(\lambda) d\lambda}{\int \rho(\lambda) d\lambda}. \quad (5)$$

Она представляет собой длину волны, на которой передается максимальная энергия в спектре.

Другой оценкой цвета воды, близкой к визуальной, является доминирующая длина волны λ_{dom} в спектре излучения моря. Она основана на колориметрической системе X, Y, Z [15] (рис. 1, *слева*). Координаты цветности x , y , z в данной системе рассчитываются по формулам

$$X = \int_{400}^{700} R_{\text{TS}}(\lambda) \bar{x}(\lambda) d\lambda; \quad x = X / (X + Y + Z); \quad (6)$$

$$Y = \int_{400}^{700} R_{\text{TS}}(\lambda) \bar{y}(\lambda) d\lambda; \quad y = Y / (X + Y + Z); \quad (7)$$

$$Z = \int_{400}^{700} R_{\text{TS}}(\lambda) \bar{z}(\lambda) d\lambda; \quad z = Z / (X + Y + Z); \quad (8)$$

где $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$, $\bar{z}(\lambda)$ — функции спектральной чувствительности человеческого глаза. Величина λ_{dom} равна длине волны монохроматического излучения (его называют доминирующим), которое надо смешать в определенной пропорции с белым излучением, чтобы получить видимый цвет моря (рис. 1, *справа*).

Чистота цвета воды P представляет собой пропорцию (в процентах), в которой необходимо смешать монохроматическое излучение, именуемое в колориметрической системе X, Y, Z как доминирующая длина волны, с белым излучением, чтобы получить видимый цвет моря. Чистота цвета воды связана с ее прозрачностью — высокопрозрачные воды характеризуются высокими величинами чистоты цвета, в мутных водах чистота цвета низкая.

4. Результаты и обсуждение

Распределение максимумов коэффициента яркости вод, измеренных в ходе экспедиции, показано на рис. 2. Самые низкие значения максимумов СКЯ наблюдались на северо-западном шельфе и в центральной глубоководной части полигона. Повышенные величины наблюдались в восточной части полигона и вдоль южного побережья Крыма. При этом все спектры СКЯ имеют схожую характерную для Черного моря форму с максимумом вблизи 490 нм. В районе г. Сочи наблюдался плюм, обусловленный стоком р. Мзымта. Здесь форма спектра коэффициента яркости изменялась, максимум смещался в сторону длинных волн до 497 нм.

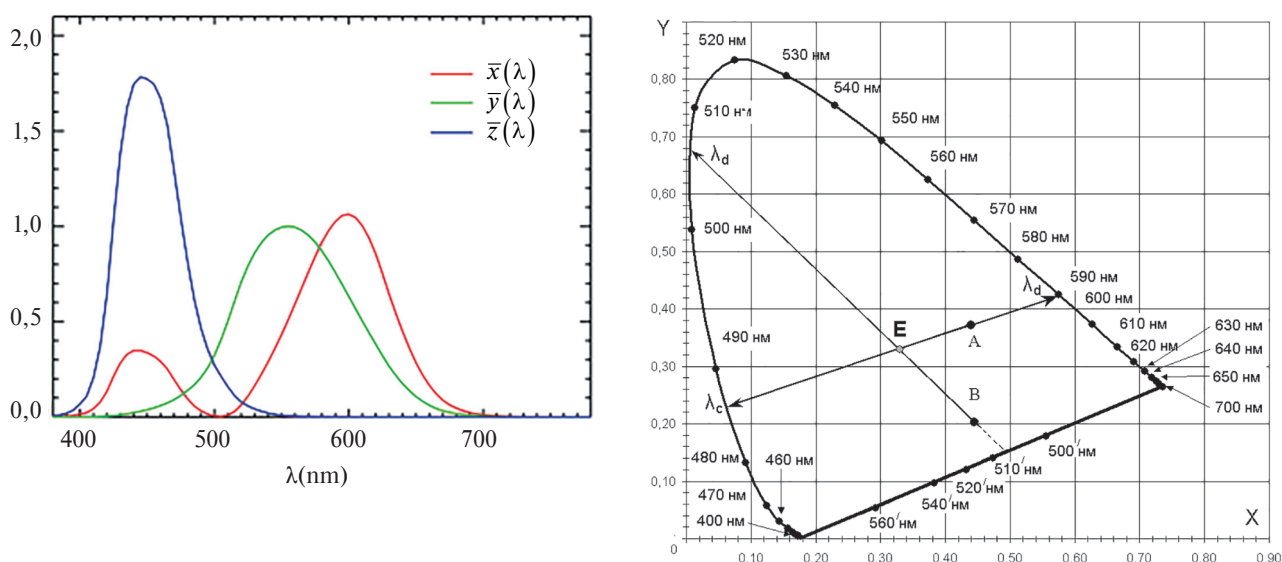


Рис. 1. Функции спектральной чувствительности для стандартного наблюдателя согласно CIE1931 [16] (слева). Диаграмма цветности в координатах x , y (справа): точка E — белый цвет; точки A и B — некоторые произвольные цвета; λ_d — положение доминирующей длины волны

Fig. 1. Spectral sensitivity functions for a standard observer according to CIE1931 [16] (on the left). Chromaticity diagram in x , y coordinates (on the right): point E — white; points A and B are some arbitrary colors; λ_d is the position of the dominant wavelength

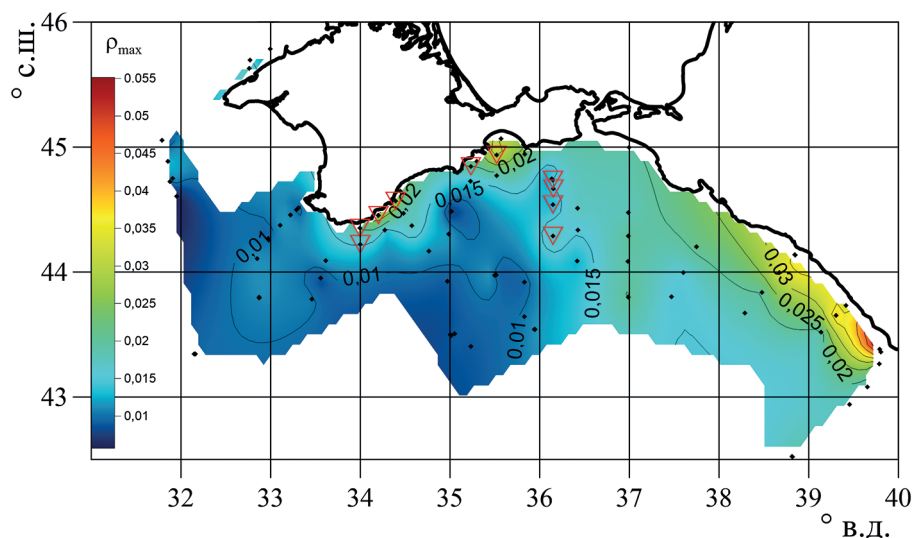


Рис. 2. Распределение спектральных максимумов СКЯ. Черными точками показаны станции измерения спектров коэффициента яркости. Красные треугольники — станции отбора проб для определения концентрации хлорофилла-*a* в лабораторных условиях

Fig. 2. Distribution of spectral maxima of the Rrs. The black dots show the stations for measuring the reflectance coefficient spectra. Red triangles are sampling stations for determining the concentration of chlorophyll-*a* in the laboratory

Повышенные величины максимума СКЯ в указанных районах объясняются наличием в прибрежных водах высоких концентраций мелкой (минеральной) взвеси, приносимой в море с речными водами. У минеральной взвеси, по сравнению с органической, показатели рассеяния назад значительно выше, что, согласно формуле коэффициента яркости, и сказывается на величине максимума СКЯ.

Наблюдения за глубиной видимости белого диска Z_d в ходе экспедиции выполнены для 69 станций. Наблюдающийся разброс значений составил от 4 м в плюме возле Кавказского побережья до 23 м в глубоководной части Черного моря.

Для 10-ти станций (рис. 2) экспедиции имеются данные совместных измерений коэффициента яркости и концентрации хлорофилла-*a* C_{chl} , мг/м³ [17]. Значения C_{chl} изменялись от 0,22 до 0,77 мг/м³ и в среднем составили $C_{chl} = 0,45 \pm 0,22$ мг/м³ (здесь и далее после $\pm$ указываются среднеквадратические отклонения по всему ансамблю измерений).

В соответствии с изменчивостью значений максимума коэффициента яркости исследуемая область разбита на районы: 1) Восточная часть — область восточнее 37° в.д.; 2) Прибрежная зона Крыма — от берега до изобаты 200 м между 33 и 37° в.д.; 3) Северо-западный шельф (СЗШ) — область западнее 33° в.д. с глубинами до 200 м; 4) Глубоководная центральная часть — остальная часть полигона глубже 200 м. Осредненные по районам спектры показаны на рис. 3. Основные измеренные и расчетные цветовые характеристики вод моря в данных районах показаны в табл. 1.

По данным всех измерений спектров коэффициента яркости диапазон изменчивости значений доминирующей длины волны составил 482–496 нм. Согласно общепринятой классификации цвета в диапазоне длин волн 480–500 нм свет характеризуется как голубой.

Расчётные величины чистоты цвета изменялись от 24 до 56 %. Низкие значения, т.е. более мутные воды, наблюдались в плюме возле г. Сочи, в районе г. Ялта и г. Феодосия, а также в области 33° в.д., 44° с.ш. На данных станциях по визуальным оценкам воды имели зеленоватый оттенок в отличие от вод остальной части полигона. Высокие значения чистоты цвета получены в районе полигона между 35–37,7° в.д. и 43–44,5° с.ш.

Для сравнения с характеристиками светового поля в других районах Мирового океана отметим высоко прозрачные воды Саргассова ($\lambda_{dom} = 470$ нм, $P = 86\%$) и Средиземного морей ($\lambda_{dom} = 473$ нм, $P = 83\%$) и, наоборот, мутные воды Балтийского моря (южная часть Ботнического залива) ($\lambda_{dom} = 540$ нм, $P = 24\%$) [18].

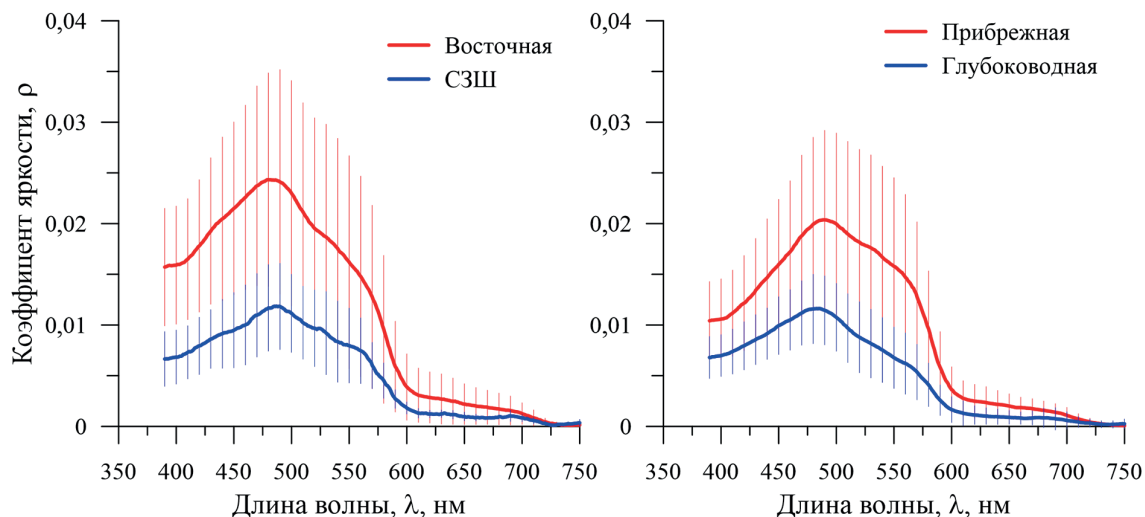


Рис. 3. Средние по районам спектры СКЯ и их среднеквадратическое отклонение (показано штриховкой)

Fig. 3. Rrs spectra averaged over the regions and their standard deviation (shown by shading)

Таблица 1

Table 1

Глубина видимости белого диска (Z_d , м), спектральный максимум коэффициента яркости ($\rho_{\max}$) и соответствующая ему длина волны ($\lambda_{\max}$, нм), эффективная и доминирующая длины волн (λ_{eff} и λ_{dom} , нм), чистота цвета (P , %)

Secchi disc depth (Z_d , m), spectral maximum of the reflectance coefficient ($\rho_{\max}$) and its corresponding wavelength ($\lambda_{\max}$, nm), effective and dominant wavelengths (λ_{eff} and λ_{dom} , nm), color purity (P , %)

Район	Z_d , м	$\rho_{\max}$	$\lambda_{\max}$, нм	λ_{eff} , нм	λ_{dom} , нм	P , %
Северо-западный шельф (СЗШ)	12 ± 3	$0,012 \pm 0,004$	485 ± 9	499 ± 4	489 ± 2	38 ± 3
Прибрежная зона Крыма	8 ± 3	$0,021 \pm 0,009$	491 ± 6	501 ± 6	491 ± 4	35 ± 7
Глубоководная центральная часть	14 ± 4	$0,012 \pm 0,004$	483 ± 7	493 ± 9	486 ± 2	44 ± 7
Восточная часть	10 ± 3	$0,025 \pm 0,012$	481 ± 7	493 ± 6	486 ± 3	42 ± 7

Между значениями глубины видимости белого диска Z_d и значениями коэффициента яркости в максимуме $\rho_{\max}$, а также между глубиной видимости белого диска Z_d и доминирующей длиной волны λ_{dom} наблюдаются обратные зависимости (рис. 4). Соответствующие уравнения связи:

$$\ln \rho_{\max} = -1,02 \ln Z_d - 1,71; R = 0,82, \quad (9)$$

$$\ln \lambda_{\text{dom}} = -0,013 \ln Z_d + 6,22; R = 0,66. \quad (10)$$

В работе [19] приводится формула связи $\lambda_{\text{dom}} = f(Z_d)$, полученная по измерениям в водах Черного моря ($Z_d = 5-16$ м):

$$\ln \lambda_{\text{dom}} = -0,03 \ln Z_d + 6,27; R = 0,99. \quad (11)$$

Расхождения в коэффициентах связей $\lambda_{\text{dom}} = f(Z_d)$ по данным работы [19] и полученных в нашем исследовании можно объяснить разными диапазонами изменчивости Z_d .

На рис. 5 (слева) приводится связь концентрации хлорофилла-а в поверхностном слое моря с эффективной и доминирующей длиной волны спектра коэффициента яркости. Уравнения связи имеют вид:

$$C_{chl} = 0,025 \lambda_{\text{eff}} - 12,036; R = 0,83; \quad (12)$$

$$C_{chl} = 0,051 \lambda_{\text{eff}} - 24,531; R = 0,97. \quad (13)$$

Они получены для 10-ти станций, на которых имеются данные совместных определений концентрации хлорофилла-а и спектрального коэффициента яркости. Положение этих станций (рис. 2), соответствует,

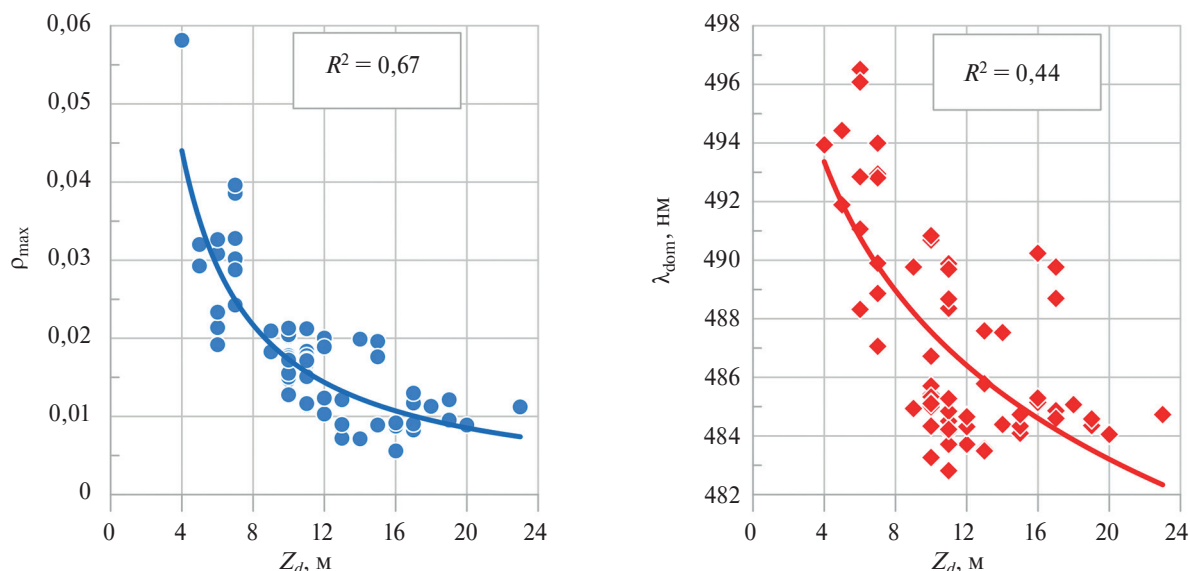


Рис. 4. Связь глубины видимости белого диска со спектральным максимумом коэффициента яркости (слева) и доминирующей длиной волны (справа)

Fig. 4. Relation between the Secchi disc depth and the spectral maximum of the reflectance coefficient (left) and dominant wavelength (right)

в основном, повышенным величинам спектрального максимума коэффициента яркости относительно аналогичных значений на остальной части исследуемого полигона. Поэтому данные зависимости справедливы для величин спектральных максимумов коэффициента яркости от 0,13 до 0,33 и для диапазона эффективной длины волны спектра яркости $486 \leq \lambda_{\text{eff}} \leq 510$ нм.

Для сравнения с литературными данными уравнение связи эффективной длины волны с концентрацией хлорофилла-а в поверхностном слое моря в логарифмической форме имеет вид:

$$\lg C_{chl} = 2,46 \cdot 10^{-2} \lambda_{\text{eff}} - 12,68; R = 0,83. \quad (14)$$

В работе [20] аналогичная зависимость для эффективной длины волны ($460 \leq \lambda_{\text{eff}} \leq 520$ нм), полученная по измерениям в Черном, Средиземном морях и Атлантическом океане, имеет вид:

$$\lg C_{chl} = 5,09 \cdot 10^{-2} \lambda_{\text{eff}} - 25,36; R = 0,91. \quad (15)$$

Уравнение связи получено по данным 74 измерений. Коэффициенты уравнений отличаются практически в 2 раза, что скорее всего определяется различиями в биооптических характеристиках исследованных акваторий, а также малым числом измерений в нашем исследовании.

Связь с более высоким коэффициентом корреляции наблюдается между концентрацией хлорофилла-а в поверхностном слое и максимумом спектра коэффициента яркости (рис. 5, *справа*):

$$C_{chl} = 26,89 \rho_{\text{max}} - 0,11; R = 0,93. \quad (16)$$

Данная зависимость справедлива для $\rho_{\text{max}} = 0,13 \dots 0,33$ и $C_{chl} = 0,22 \dots 0,77$ мг/м³.

По измеренным спектральным коэффициентам яркости моря с использованием полуаналитического алгоритма восстановлены следующие параметры: показатель рассеяния назад частицами взвеси, концентрация хлорофилла-а, показатель поглощения растворенным органическим веществом (РОВ) и показатель вертикального ослабления света. Корреляционные связи восстановленных биооптических параметров с цветовыми характеристиками СКЯ приводятся на рис. 6, 7.

Рис. 6 показывает, что биооптические характеристики гораздо сильнее коррелируют с доминирующей длиной волны. Это обусловлено тем, что доминирующая длина волны является именно цветовой, а не энергетической характеристикой, показывающей «видимый» цвет вод, который, в свою очередь, сильно зависит от поглощающих компонентов морской воды. В Черном море поглощение РОВ оказывает более

значимое влияние на СКЯ и цвет вод, по сравнению с поглощением пигментами фитопланктона. Соответственно, более тесная связь наблюдается с поглощением РОВ, чем с концентрацией хлорофилла-*a* (рис. 6). Высокая корреляция ($R = 0,84$) наблюдается между показателем вертикального ослабления света и чистотой цвета (рис. 7, справа).

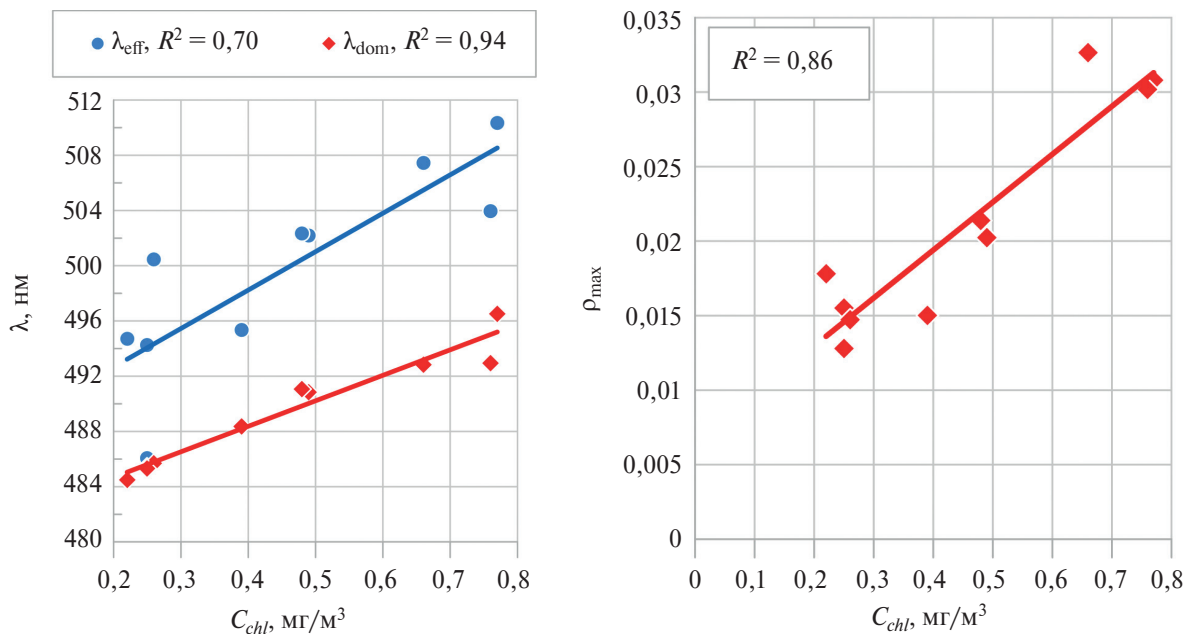


Рис. 5. Связь измеренных концентраций хлорофилла-*a* с эффективной и доминирующей длиной волны (слева) и максимумом коэффициента яркости (справа)

Fig. 5. Relationship between measured chlorophyll concentrations-*a* with effective and dominant wavelength (left) and maximum reflectance coefficient (right)

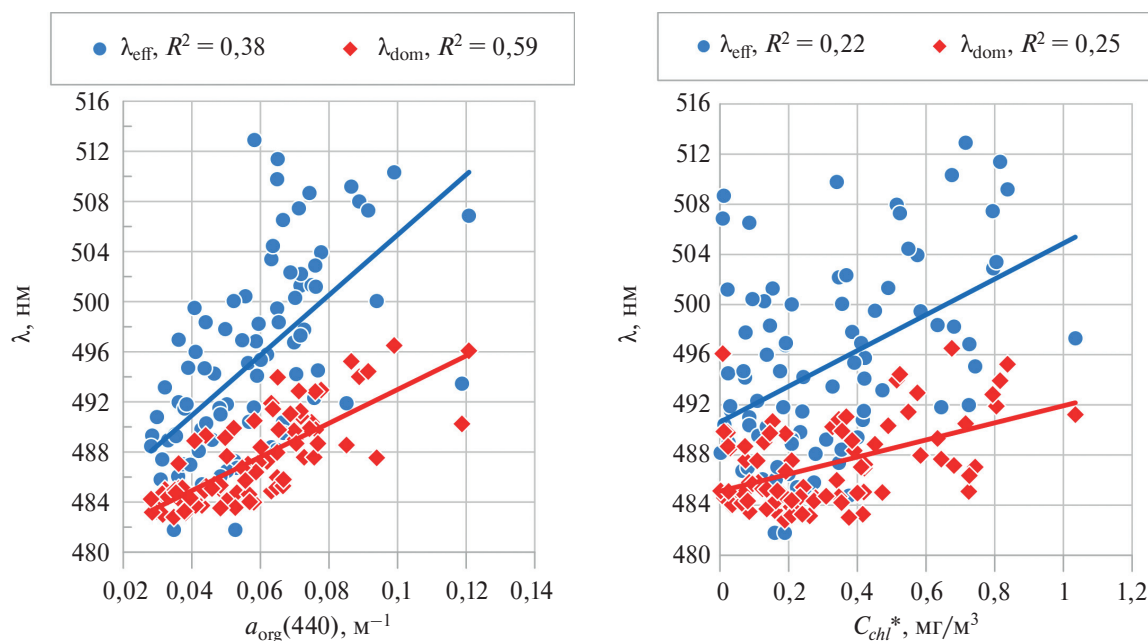


Рис. 6. Связь расчетных значений показателя поглощения РОВ и концентрации хлорофилла-*a* с эффективной и доминирующей длинами волн СКЯ

Fig. 6. Relationship between the calculated values of the CDOM absorption and the chlorophyll-*a* concentration with the effective and dominant wavelengths of the Rrs

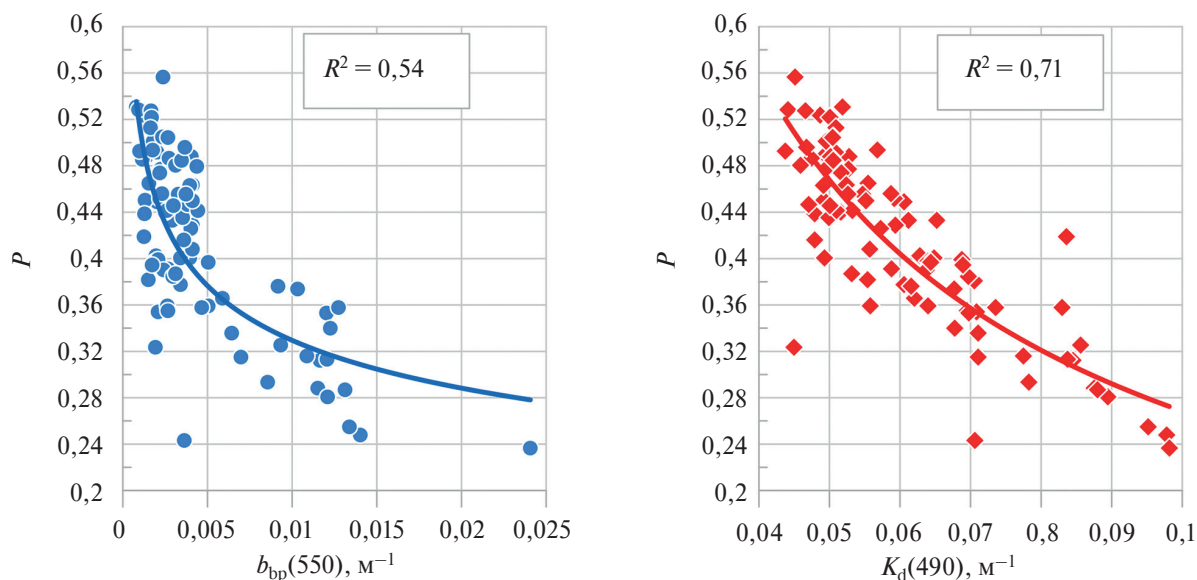


Рис. 7. Связь расчетных значений показателя рассеяния назад взвеси и показателя вертикального ослабления с чистотой цвета СКЯ

Fig. 7. Relationship between the calculated values of the suspension backscattering and the vertical attenuation coefficient with the color purity of the R_{rs}

Пространственное распределение рассчитанных с применением алгоритма величин концентрации хлорофилла- a C_{chl}^* на исследуемом полигоне показано на рис. 8. Биологические определения (в пробах воды) концентрации хлорофилла- a в поверхностном слое моря за время экспедиции выполнены для 22-х станций. Сопоставление этих данных, представленных в отчете [17, рис. 12.4], с пространственной изменчивостью расчетных величин C_{chl}^* (рис. 8), показало их хорошую согласованность.

Полученные значения (C_{chl}^* , мг/м³) для тех 10-ти станций, на которых имеются данные совместных определений концентрации хлорофилла- a и СКЯ, достаточно хорошо согласуются с биологическими определениями концентрации хлорофилла- a (рис. 9). Средняя относительная ошибка восстановления C_{chl}^* с помощью полуаналитического алгоритма обработки СКЯ составила 25 %.

Можно отметить, что сравнение как расчетных, так и измеренных концентраций хлорофилла- a со спутниковыми продуктами оптических сканеров моря показывает завышение концентраций хлорофилла- a спутниковыми алгоритмами обработки данных (рис. 9), что показано и другими авторами, например [21].

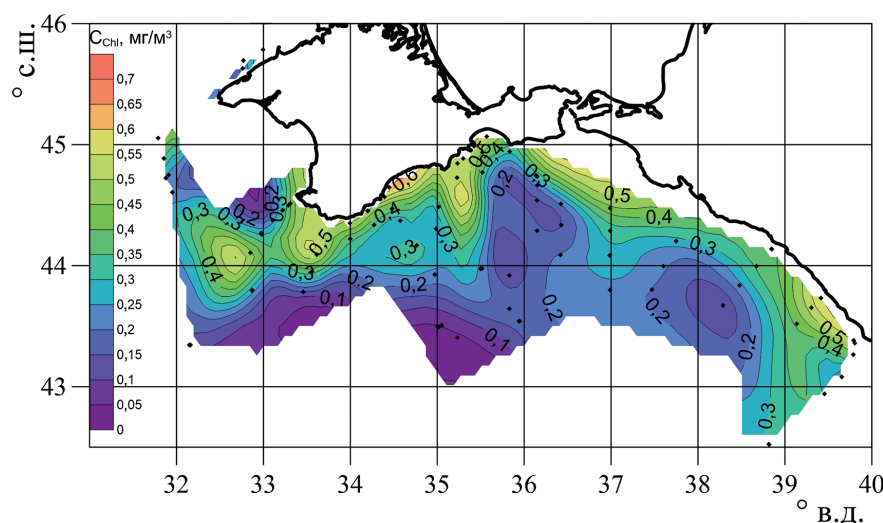


Рис. 8. Пространственное распределение расчетной концентрации хлорофилла- a C_{chl}^*

Fig. 8. Spatial distribution of the calculated concentration of chlorophyll- a C_{chl}^*

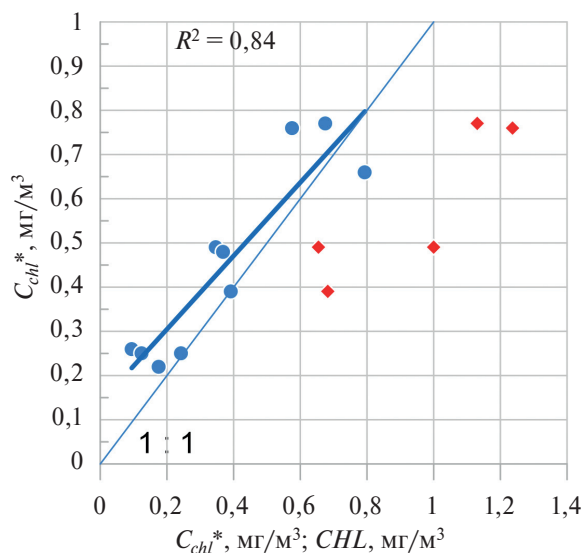


Рис. 9. Сравнение концентрации хлорофилла-а: расчётной (C_{chl}^*) и измеренной (C_{chl}). Тонкой линией показана связь 1:1. Красные ромбы — концентрация хлорофилла-а (CHL) по данным MODIS Aqua/Terra

Fig. 9. Comparison of chlorophyll concentration-a: calculated (C_{chl}^*) and measured (C_{chl}). The thin line shows a relationship 1:1. Red diamonds — chlorophyll concentration-a (CHL) according to MODIS Aqua/Terra

видимости белого диска и доминирующей длиной волны λ_{dom} ($R = 0,66$). Коэффициенты связи $\lambda_{dom} = f(Z_d)$ незначительно отличаются от полученных ранее по измерениям в Черном море.

По данным совместных определений концентрации хлорофилла-а и спектрального коэффициента яркости получены связи концентрации хлорофилла-а в поверхностном слое C_{chl} с эффективной λ_{eff} ($R = 0,83$) и доминирующей λ_{dom} ($R = 0,97$) длиной волны спектра коэффициента яркости. Проведено сравнение с аналогичной зависимостью $C_{chl} = f(\lambda_{eff})$, установленной ранее по измерениям в Черном, Средиземном морях и Атлантическом океане. Коэффициенты уравнений отличаются практически в 2 раза. Возможно, это обусловлено малым числом совместных измерений в нашем исследовании, а также различиями в биооптических характеристиках исследованных акваторий. Также установлена значимая связь между концентрацией хлорофилла-а в поверхностном слое моря и максимумом спектра коэффициента яркости ($R = 0,93$).

По измеренным СКЯ с использованием полуаналитического алгоритма восстановлены биооптические параметры и получены их корреляционные связи с цветовыми характеристиками СКЯ. Высокая корреляция ($R = 0,84$) наблюдается между показателем вертикального ослабления света и чистотой цвета. Связи биооптических характеристик с доминирующей длиной волны характеризуются более высокой корреляцией, чем с эффективной длиной волны. При этом более тесная связь наблюдается с поглощением РОВ, чем с концентрацией хлорофилла-а.

Рассчитанные по данным СКЯ с применением полуаналитического алгоритма концентрации хлорофилла-а C_{chl}^* достаточно хорошо согласуются с биологическими определениями C_{chl} . Сравнение как расчетных C_{chl}^* , так и измеренных концентраций хлорофилла-а C_{chl} со спутниковыми продуктами оптических сканеров моря показывает завышение концентраций хлорофилла-а спутниковыми алгоритмами обработки данных.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по темам № 0555-2021-0003 «Оперативная океанология» и № 0555-2021-0005 «Прибрежные исследования».

Funding

The work was carried out within the framework of the state task on the topics No. 0555-2021-0003 “Operational Oceanology” and No. 0555-2021-0005 “Coastal Research”.

5. Заключение

В работе представлены натурные данные о значениях спектрального коэффициента яркости в водах Черного моря весной 2019 г. Спектры СКЯ имеют характерную для Черного моря форму с максимумом вблизи 490 нм. Средние значения максимумов СКЯ изменялись от 0,012 до 0,025. В районе г. Сочи наблюдался речной плюм, в котором форма СКЯ отличалась положением максимума на 497 нм.

По спектрам коэффициента яркости рассчитаны характеристики светового поля: эффективная и доминирующая длины волн в спектре излучения моря, чистота цвета воды. Средние значения эффективной длины волны СКЯ составили 493–501 нм. Диапазон изменчивости значений доминирующей длины волны составил 482–496 нм, что соответствует голубому цвету по общепринятой классификации. Расчётные величины чистоты цвета изменялись от 24 до 56 %. Низкие значения (более мутные воды) наблюдались в плюме возле г. Сочи, в районе г. Ялта и г. Феодосия, а также в области 33° в.д., 44° с.ш. Высокие значения чистоты цвета получены в районе полигона между 35–37,7° в.д. и 43–44,5° с.ш.

Установлены обратные зависимости между глубиной видимости белого диска Z_d и коэффициентом яркости в максимуме ρ_{max} ($R = 0,82$), а также между глубиной

Литература

1. Garaba S.P., Friedrichs A., Voß D., Zielinski O. Classifying Natural Waters with the Forel-Ule Colour Index System: Results, Applications, Correlations and Crowdsourcing // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2015. Vol. 12. P. 16096–16109. doi:10.3390/ijerph121215044
2. Woźniak S.B., Darecki M., Sagan S. Empirical formulas for estimating backscattering and absorption coefficients in complex waters from remote-sensing reflectance spectra and examples of their application // *Sensors*. 2019. Vol. 19. P. 4043. doi:10.3390/s19184043
3. Van der Woerd H.J., Wernand M.R. Hue-angle product for low to medium spatial resolution optical satellite sensors // *Remote Sensing*. 2018. Vol. 10, N 2. P. 180. doi:10.3390/rs10020180
4. Woerd H.J.v.d., Wernand M.R. True colour classification of natural waters with medium-spectral resolution satellites: SeaWiFS, MODIS, MERIS and OLCI // *Sensors*. 2015. Vol. 15, N 10. P. 25663–25680. doi:10.3390/s151025663
5. Маньковский В.И. Цветовые характеристики вод и их корреляции с относительной прозрачностью // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 5. С. 679–682. doi:10.7868/S003015741705001X
6. Maritorena S., Siegel D.A., Peterson A.R. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications // *Applied Optics*. 2002. Vol. 41, N 15. P. 2705–2714. doi:10.1364/ao.41.002705
7. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // *Limnology and Oceanography*. 1977. Vol. 22. P. 709–722. doi:10.4319/lo.1977.22.4.0709
8. Ли М.Е., Шибанов Е.Б., Корчёмкина Е.Н., Мартынов О.В. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 6. С. 17–33. doi:10.22449/0233-7584-2015-6-17-33
9. Определение относительной прозрачности и цвета морской воды // *Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях*. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 299–303.
10. O'Reilly J.E., Maritorena S., Mitchell B.G., Siegel D.A., Carder K.L., Garver S.A., Kahru M., McClain C.R. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. P. 24937–24953. doi:10.1029/98JC02160
11. Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Applied Optics*. 1981. Vol. 20. P. 177–184. doi:10.1364/AO.20.000177
12. Churilova T., Suslin V., Krivenko O., Efimova T., Moiseeva N., Mukhanov V., Smirnova L. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization // *Frontiers in Marine Science*. 2017. Vol. 4. Art. 90. doi:10.3389/fmars.2017.00090
13. Оптика океана / Под ред. Мони́на А.С. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. 371 с.; Т. 2. Прикладная оптика океана. М.: Наука, 1983. 236 с.
14. Churilova T., Moiseeva N., Efimova T., Suslin V., Krivenko O., Zemlianskaia E. Annual variability in light absorption by particles and colored dissolved organic matter in the Crimean coastal waters (the Black Sea) // *Proceedings of SPIE23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, Irkutsk, Russia, 30 November 2017 (104664B). doi:10.1117/12.2288339
15. Шифрин К.С. Глубина видимости белого диска и цвет моря // *Введение в оптику океана*. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 23–30.
16. Smith T., Guild J. The C.I.E. colorimetric standards and their use // *Transactions of the Optical Society*. 1931. Vol. 33, N 3. P. 73–134. doi:10.1088/1475-4878/33/3/301
17. Отчет о работах в 106-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (18 апреля — 13 мая 2019 г.). Севастополь: Минобрнауки РФ, ФИЦ ИнБЮМ, ФГБУН ФИЦ МГИ. 2020. С. 110–123.
18. Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 148–156.
19. Маньковский В.И., Толкаченко Г.А., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В., Корчёмкина Е.Н., Яковлева Д.В., Калинин И.А. Оптические характеристики прибрежных вод и атмосферы в районе Южного берега Крыма в конце летнего сезона 2008 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 3. С. 52–74.
20. Урденко В.А., Халтурин В.И., Афонин Е.И. Эмпирические взаимосвязи между гидрооптическими и биологическими характеристиками и параметрами светового поля // *Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы* / Под ред. В.А. Урденко, Г. Циммермана. Берлин: Ин-т космич. иссл. АН ГДР, 1985. С. 209–250.
21. Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Ли М.Е., Мончева С., Финенко З.З. Концентрация хлорофилла-а в Черном море: сравнение спутниковых алгоритмов // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11, № 3. С. 64–72. doi:10.7868/S2073667318030085

References

1. Garaba S.P., Friedrichs A., Voß D., Zielinski O. Classifying natural waters with the Forel-Ule colour index system: Results, applications, correlations and crowdsourcing. *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2015, 12(12), 16096–16109. doi:10.3390/ijerph121215044

2. Woźniak S.B., Darecki M., Sagan S. Empirical formulas for estimating backscattering and absorption coefficients in complex waters from remote-sensing reflectance spectra and examples of their application. *Sensors*. 2019, 19(18), 4043. doi:10.3390/s19184043
3. Woerd H.J.v.d., Wernand M.R. Hue-angle product for low to medium spatial resolution optical satellite sensors. *Remote Sensing*. 2018, 10, 180. doi:10.3390/rs10020180
4. Woerd H.J.v.d., Wernand M.R. True colour classification of natural waters with medium-spectral resolution satellites: SeaWiFS, MODIS, MERIS and OLCI. *Sensors*. 2015, 15, 25663–25680. doi:10.3390/s151025663
5. Mankovsky V.I. Color characteristics of waters and their correlation with Secchi depth. *Oceanology*. 2017, 57, 5, 611–614. doi:10.1134/S0001437017050101
6. Maritorena S., Siegel D.A., Peterson A.R. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*. 2002, 41(15), 2705. doi:10.1364/ao.41.002705
7. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color. *Limnology and Oceanography*. 1977, 22, 709–722. doi:10.4319/lo.1977.22.4.0709
8. Lee M.E., Shybanov E.B., Korchemkina E.N., Martynov O.V. Determination of the concentration of seawater components based on upwelling radiation spectrum. *Physical Oceanography*. 2015, 6, 15–30. doi:10.22449/1573-160X-2015-6-15-30
9. Determination of the relative transparency and color of seawater. Guide for Hydrological Works in the Oceans and Seas. Leningrad, Gidrometeoizdat. 1977, 299–303 (in Russian).
10. O'Reilly J.E., Maritorena S., Mitchell B.G., Siegel D.A., Carder K.L., Garver S.A., Kahru M., McClain C.R. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*. 1998, 103, 24937–24953. doi:10.1029/98JC02160
11. Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied Optics*. 1981, 20, 177–184. doi:10.1364/AO.20.000177
12. Churilova T., Suslin V., Krivenko O., Efimova T., Moiseeva N., Mukhanov V., Smirnova L. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization. *Frontiers in Marine Science*. 2017, 4, 90. doi:10.3389/fmars.2017.00090
13. Ocean Optics, Vol. 2. Applied Optics of the Ocean / A.S. Monin, Ed. Moscow, Nauka, 1983, 208–234 (in Russian).
14. Churilova T., Moiseeva N., Efimova T., Suslin V., Krivenko O., Zemlianskaia E. Annual variability in light absorption by particles and colored dissolved organic matter in coastal waters of Crimea (the Black Sea). *Proceedings of SPIE23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, Irkutsk, Russia, 30 November 2017 (104664B). doi:10.1117/12.2288339
15. Shifrin K.S. Secchi disk depth and ocean color. Introduction to the Ocean Optics. Leningrad, Gidrometeoizdat. 1983, 23–30 (in Russian).
16. Smith T., Guild J. The C.I.E. colorimetric standards and their use. *Transactions of the Optical Society*. 1931, 33 (3), 73–134. doi:10.1088/1475-4878/33/3/301
17. Report on the work in the 106th cruise of the R/V “Professor Vodyanitsky” (April 18 — May 13, 2019). Sevastopol, Ministry of Education and Science of the Russian Federation, A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Marine Hydrophysical Institute of RAS. 2020, 110–123.
18. Jerlov N.G. Marine optics. Leningrad, Gidrometeoizdat. 1980, 148–156 (in Russian).
19. Man'kovskii V.I., Tolkachenko G.A., Shibanov E.B., Martynov O.V., Korchemkina E.N., Yakovleva D.V., Kalinskii I.A. Optical characteristics of coastal waters and atmosphere near the south coast of the Crimea at the end of summer 2008. *Physical Oceanography*. 2010, 20, 207–230. doi:10.1007/s11110-010-9079-x
20. Urdenko V.A., Haltrin V.I., Afonin E.I. Empirical relationships between hydro-optical and biological characteristics and parameters of the light field. *Optical Remote Sensing of the Sea and the Influence of the Atmosphere* / V.A. Urdenko, G. Zimmerman Ed. Berlin, Institute for Space Research Academy of Sciences of GDR. 1985, 209–250.
21. Suslin V.V., Churilova T. Ya., Lee M., Moncheva S., Finenko Z.Z. Comparison of the Black Sea chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS and MODIS instruments. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018, 11, 3, 64–72. doi:10.7868/S2073667318030085 (In Russian).

Об авторах

КОРЧЁМКИНА Елена Николаевна

Кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), e-mail: korchemkina@mhi-ras.ru ROR 05961na22

МАНЬКОВСКАЯ

Екатерина Викторовна

Кандидат технических наук, Старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22 ORCID ID: 0000-0002-4086-1687, WoS ResearcherID: AAB-5303-2019, Scopus Author ID: 57192647961, e-mail: Emankovskaya@mhi-ras.ru

УДК 551.463.5/.8

© А. С. Лохов*, М. Д. Кравчишина, А. А. Ключевиткин, 2022

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

*E-mail: a.s.lohov@yandex.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ В ЖЕЛОБЕ ФРАНЦ-ВИКТОРИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Статья поступила в редакцию 15.02.2022, после доработки 15.08.2022, принята в печать 03.09.2022

Аннотация

Представлены результаты исследований взвешенных веществ, проведенных в 80-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе 2020 года в желобе Франц-Виктория и вблизи него, на севере Баренцева моря. Были выполнены два перпендикулярных разреза на которых проведены 7 тыс. измерений объемной концентрации и гранулометрического состава взвеси на 15-ти станциях при помощи малоуглового лазерного дифрактометра LISST-Deep, работающего в красном диапазоне с длиной волны 670 нм. Погодные условия во время экспедиции позволили продлить продольный разрез по желобу вплоть до южной части котловины Нансена. Объемная концентрация взвеси изменялась до 7,58 мкл/л в продуктивном слое и от 0,2 до 0,5 мкл/л в придонном. Проанализирован гранулометрический состав взвеси по трем её фракциям — пелитовой и мелкоалевритовой, крупноалевритовой, песчаной в зависимости от глубины горизонта и суммарной объемной концентрации. Показаны возможности рассматриваемого метода для построения вертикальных профилей гранулометрического состава взвеси. Также проведено сравнение одного из разрезов с результатами измерений батометрических проб кондуктометрическим методом на счетчике Коултера.

Ключевые слова: Баренцево море, желоб Франц-Виктория, взвесь, гранулометрический состав, объемная концентрация, лазерный анализатор частиц, LISST-Deep

© A. S. Lohov*, M. D. Kravchishina, A. A. Klyuvitkin, 2022

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovskiy Pr., 36, Moscow, Russia

*E-mail: a.s.lohov@yandex.ru

SUSPENDED PARTICULATE MATTER INVESTIGATIONS BY THE OPTICAL METHOD IN THE FRANZ-VICTORIA TROUGH, THE BARENTS SEA

Received 15.02.2022; Revised 15.08.2022; Accepted 03.09.2022

Abstract

The article describes results of the suspended particulate matter during 80th cruise of the RV Akademik Mstislav Keldysh in the Franz-Victoria Trough, northern Barents Sea. Two perpendicular transections were carried out by means of small-angle laser diffractometer LISST-Deep operating in the red range with a wavelength of 670 nm. Observed data consist 7 thousand volume concentration and particle size distributions (PSD) measurements. Weather conditions during expedition allowed to extend the transection to southern part of Nansen basin. The volume concentration of suspended matter varied up to 7.58 $\mu\text{l/l}$ in the euphotic zone and layer and from 0.2 to 0.5 $\mu\text{l/l}$ in the nepheloid layer. Paper demonstrates construction possibilities of the particle size distributions profiles by depth. Transection comparison with measurement results by the conductometric method on a Coulter Counter of the bathometric samples were carried out.

Keywords: Barents Sea, Franz Victoria Trough, suspended particulate matter, particle size distribution, volume concentration, particle laser analyzer, LISST-Deep

1. Введение

В северной части Баренцева моря, между архипелагами Шпицберген и Земля Франца Иосифа, находится желоб Франц-Виктория (рис. 1), глубины которого составляют 300–400 м. С севера через него

Ссылка для цитирования: Лохов А.С., Кравчишина М.Д., Ключевиткин А.А. Исследование взвешенных веществ оптическим методом в желобе Франц-Виктория в Баренцевом море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 65–72. doi:10.48612/fpg/76zt-4z7d-na73

For citation: Lohov A.S., Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A. Suspended Particulate Matter Investigations by the Optical Method in the Franz-Victoria Trough, the Barents Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 65–72. doi:10.48612/fpg/76zt-4z7d-na73

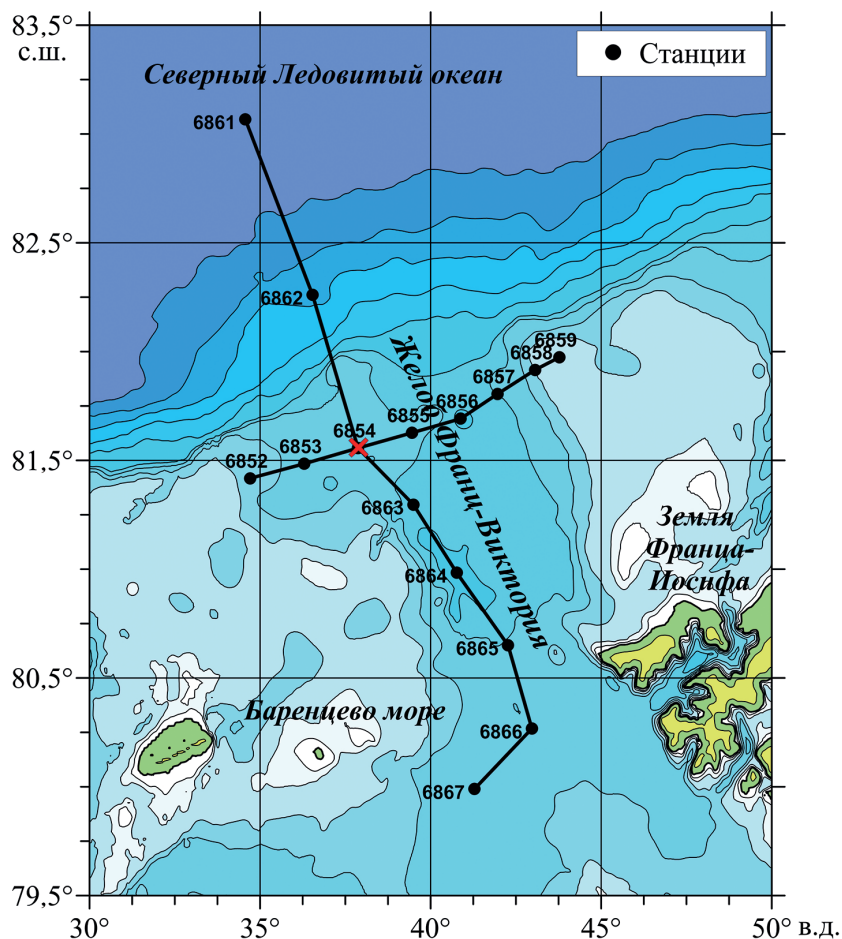


Рис. 1. Схема разрезов в желобе Франц-Виктория, Баренцево море, наложенная на батиметрию GEBCO

Fig. 1 Transections scheme in the Franz Victoria Trough, Barents Sea. GEBCO bathymetry is using as background

в Баренцево море заходит холодное Арктическое течение [1] на горизонтах до 100 м, а с юга протекает противоположное глубинное течение. Желоб также является одной из точек входа приливной волны в Баренцево море [2].

В работе рассматриваются результаты исследования взвешенных веществ в морской воде в желобе Франц-Виктория в Баренцевом море. В августе 2020 года в 80-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3] были выполнены 2 разреза — пересекающий желоб с запада на восток от ст. 6852 до ст. 6859 и вдоль желоба с севера на юг по его наиболее глубокой части от ст. 6861 до ст. 6867 с продолжением на север по склону континентального шельфа и на юго-запад. Во время проведения экспедиции наблюдалась достаточно уникальная ситуация, когда кромка льда отступила до широты $83^{\circ} 15.6'$, что позволило продлить разрез по желобу Франц-Виктория вплоть до южной периферии котловины Нансена.

2. Методы исследования

Измеритель LISST-Deep (Laser In-Situ Scattering and Transmissometry) компании Sequoia Scientific, Inc. (США), представляет из себя погружаемый лазерный дифрактометр, работающий на красном диодном лазере с длиной волны 670 нм. Принцип работы прибора основан на теории лазерной дифракции Фраунгофера и рассеяния света по Ми [4, 5]. Он позволяет получать данные об объемной концентрации и гранулометрическом составе взвеси in-situ на глубине до 3000 м, с частотой 1 Гц. Каждую секунду выполняется 10 считываний с последующим осреднением, показателей рассеивания света с фоточувствительной матрицы, состоящей из 32-х колец. Анализируемый размерный диапазон частиц составляет от 1,25 до 250 мкм,

гранулометрический состав представляется массивом из 32-х значений, распределенных по размерному диапазону логарифмически. Помимо этих характеристик зонд измеряет и некоторые вспомогательные: давление, температуру, рассчитывает показатель ослабления света по собственной коммерческой методике. Объемные концентрации взвеси в данной работе представлены в размерности мкл/л, что эквивалентно мм³/л или ppm (миллионных долей), и имеет физический смысл отношения объема частиц взвеси к объему воды. LISST-Deer был установлен на зондирующий комплекс Rosette/CTD SBE921, для возможности сравнения с другими характеристиками.

Согласно работе [6], серия лазерных дифрактометров Sequoia Scientific Inc. демонстрирует высокую точность и хорошую воспроизводимость результатов: погрешность определения размера частиц составляет ~10 %, возрастающая по мере увеличения их крупности. Корреляционный и регрессионный анализ данных LISST-Deer в сравнении с данными о взвеси, полученными другими методами, — кондуктометрическим, нефелометрическим, вакуумной фильтрации, а также характеристиками водной толщи, такими как концентрация кислорода, флуоресценция хлорофилла, концентрация фитопигментов (хл «а» и фео «а») и содержание органического углерода показал соответствие измерений LISST-Deer известным в океанологии отношениям и зависимостям [7].

Помимо результатов измерений лазерного дифрактометра, в работе используются данные, полученные на кондуктометрическом анализаторе частиц — счетчике Коултера Multisizer 3, Beckman Coulter, США. На нем были проведены анализы батометрических проб воды в условиях лаборатории для получения показателей объемной концентрации взвеси и её гранулометрического состава. Измеряемый размерный диапазон частиц в данном случае составляет 2–60 мкм, с дискретностью 300 промежутков. Авторами была проведена интеркалибровка обоих приборов по измеряемым диаметрам частиц на стандарте, представляющем суспензию полистирольных латексных частиц, погрешность при этом не превышала 5 % [7]. Разрезы в данной работе построены с использованием метода пространственной интерполяции — Кригинга, с учетом анизотропии.

Сравнение и анализ результатов измерений [7] характеристик взвешенных веществ, таких как объемная концентрация взвеси (оптический и кондуктометрический методы), массовая концентрация взвеси (метод вакуумной фильтрации) и мутности (нефелометрический метод) показали, что нефелометрический метод и вакуумная фильтрация наиболее чувствительны к минеральной составляющей взвеси и могут занижать её биогенную часть. Методы, измеряющие объемную концентрацию, более чувствительны к её биогенной составляющей, так как измеряют характеристики «влажных» частиц, в отличие от метода вакуумной фильтрации.

3. Результаты и обсуждение

На рис. 2 приведены разрезы, построенные по результатам измерений объемной концентрации взвеси лазерным дифрактометром LISST-Deer (а, б) на основе более 8 тыс. точек и измерений счетчиком Коултера, полученных по результатам обработки 48 батометрических проб воды (в). Результаты, полученные этими двумя методами, хорошо коррелируют между собой, за исключением большей степени сглаживания на рис. 2, в, появившейся ввиду большой разницы в количестве используемых точек. Необходимо отметить, что глубина на станциях 6861 и 6862 превышала рабочую глубину LISST-Deer, равную 3 км. По этой причине измерения на этих станциях были выполнены до глубины 600 м.

На разрезе с севера на юг (рис. 2, б, в) прослеживается придонный нефелоидный слой с концентрациями взвеси от 0,2–0,5 мкл/л, переносящий взвешенное вещество в акваторию Северного Ледовитого океана. На поперечном разрезе по желобу, нефелоидный слой наиболее выражен в его восточной части.

На всех станциях (рис. 2), за исключением ст. 6861, наблюдался распреснённый (минимальные показатели солёности составили 31–32 PSU), более тёплый (с максимальными значениями температуры 3,7 °C) поверхностный слой мощностью 20–30 м. На станциях 6852–6865 имеется выраженный термоклин на горизонтах 50–100 м, трансформирующийся на станциях 6865–6867. Над этим термоклином представлен слой с минимальными показателями температуры в диапазоне от –1 до –2 °C, с центром на горизонте 40–45 м. Слой с высокими концентрациями взвеси до 7,58 мкл/л на станциях 6852–6855 и в меньшей степени на станциях 6856, 6862, 6863 приурочен к этому температурному минимуму. На большинстве станций эти горизонты принадлежат к нижней части галоклина, солёность в нем изменяется в диапазоне 34–35 PSU.

На рис. 3 приведен вертикальный профиль объемной концентрации взвеси по данным LISST-Deer на станции 6853, на ней наблюдается наиболее сильный всплеск на горизонте 40 м, максимальная концентрации в котором составляет 7,58 мкл/л. Гранулометрический состав взвеси представлен также на рис. 3, средний медианный диаметр частиц в данном слое составил 104,6 мкм, преобладающие размеры представлены в двух диапазонах: 5–8 мкм и 70–200 мкм.

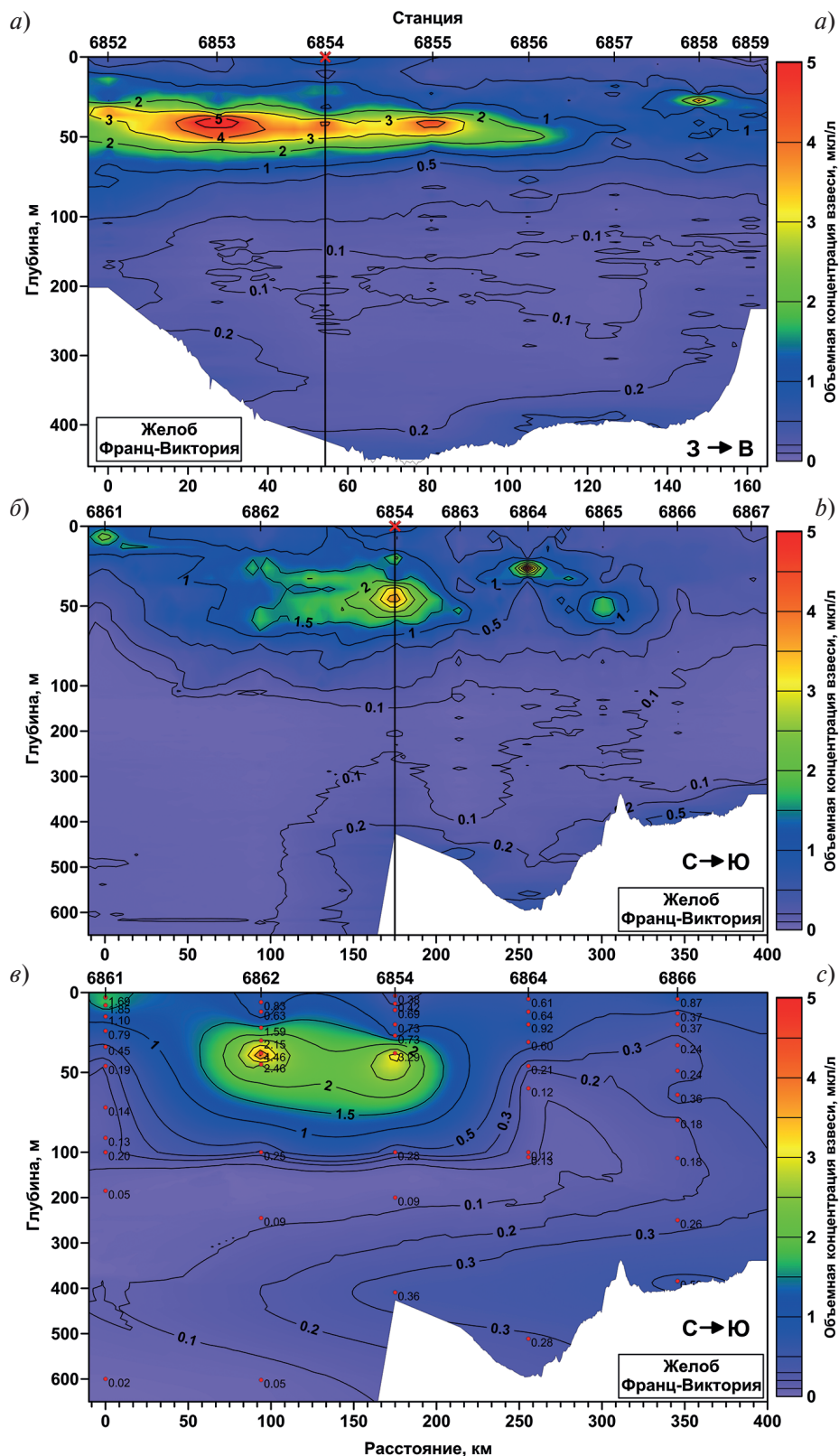


Рис. 2. Распределение объемной концентрации взвеси по данным лазерного дифрактометра LISST-Deep (а, б), счетчика Коултера (в) на разрезах в желобе Франц-Виктория. Крестом и линией отмечена точка пересечение разрезов

Fig. 2. Suspended particles volume concentration according to LISST-Deep laser diffractometer (a, b) and Coulter Counter (c) in the Franz Victoria Trough. Cross and line determine intersection point of transections

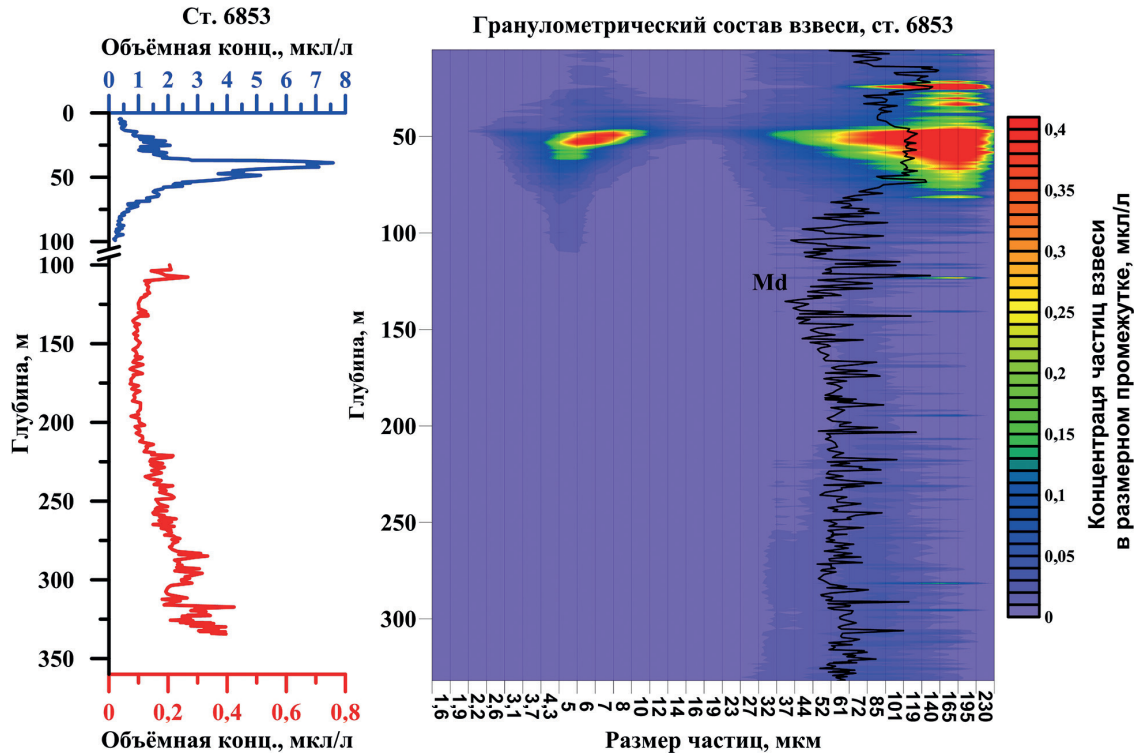


Рис. 3. Вертикальный профиль объемной концентрации взвеси (слева) и гранулометрический состав (справа) на станции 6853. Md — медианный диаметр частиц

Fig. 3. Volume concentration profile (at left) and particle size distribution (at right) at 6853 st. Md — particles median diameter

На рис. 4 представлен гранулометрический состав взвеси по фракциям в желобе Франц-Виктория с классификацией по глубине (а) и по объемной концентрации (б). Пунктирной линией на рисунке выделены точки, соответствующие рассмотренному слою с высокими концентрациями взвеси, средние показатели гранулометрического состава в нем равны: содержание пелитовой и мелкоалевритовой фракций Пл+МА (1,25–47,7 мкм) от 20 до 50 %; крупноалевритовой КА (47,7–92,6 мкм) от 10 до 25 %; песчаной Пс (92,6–250) от 30 до 60 %. Это говорит о схожем распределении гранулометрического состава и на остальных станциях разреза в сравнении со станцией 6853 (рис. 3), за исключением станции 6861. В связи с отсутствием высоких показателей концентраций взвеси в нефелоидных слоях, удастся достаточно кучно дифференцировать гранулометрический состав взвеси по её объемным концентрациям. В особенности для точек с концентрацией взвеси, превышающей 1,5 мкл/л (рис. 4, б).

Выделить области на графике гранулометрического состава по данным счетчика Коултера не представляется возможным ввиду невысокого количества точек и анализируемого диаметра частиц, равного 2–60 мкм, тогда как по данным LISST-Deer один из преобладающих размерных диапазонов составляет 70–200 мкм и не попадает в анализируемый диапазон счетчика Коултера.

По данным исследований в сентябре 2016 г. на широтном разрезе Шпицберген — Земля Франца-Иосифа (80°30' с.ш.), располагающимся, в соответствии с новыми данными, между станциями 6865 и 6866, максимальные значения объемной концентрации взвеси во всей водной толще составило 0,99 мкл/л, а в поверхностном слое 0,69 мкл/л [8]. Показатели объемной и массовой концентрации взвеси нельзя сравнивать в их абсолютных значениях, но тем не менее сравнение относительной картины с учетом особенностей методов имеет место быть.

Согласно более ранним исследованиям [9], проведенным в октябре 1998 года на разрезе от земли Александры до острова Виктория, концентрация взвеси (измеренная методом вакуумной фильтрации) в нефелоидных слоях составляла 0,4–1,8 мг/л. На некоторых станциях на горизонтах 40–50 м наблюдался скачок концентрации взвеси до 0,5–0,9 мг/л, соответствующий полученным в 2020 г. данным, но не настолько ярко выраженный. В этот же период был исследован фитопланктон на этом разрезе [10, 11]. Авторами было выделено два слоя локальных максимумов по сырой биомассе — 15–25 и 50–60 м, в которых доминировали

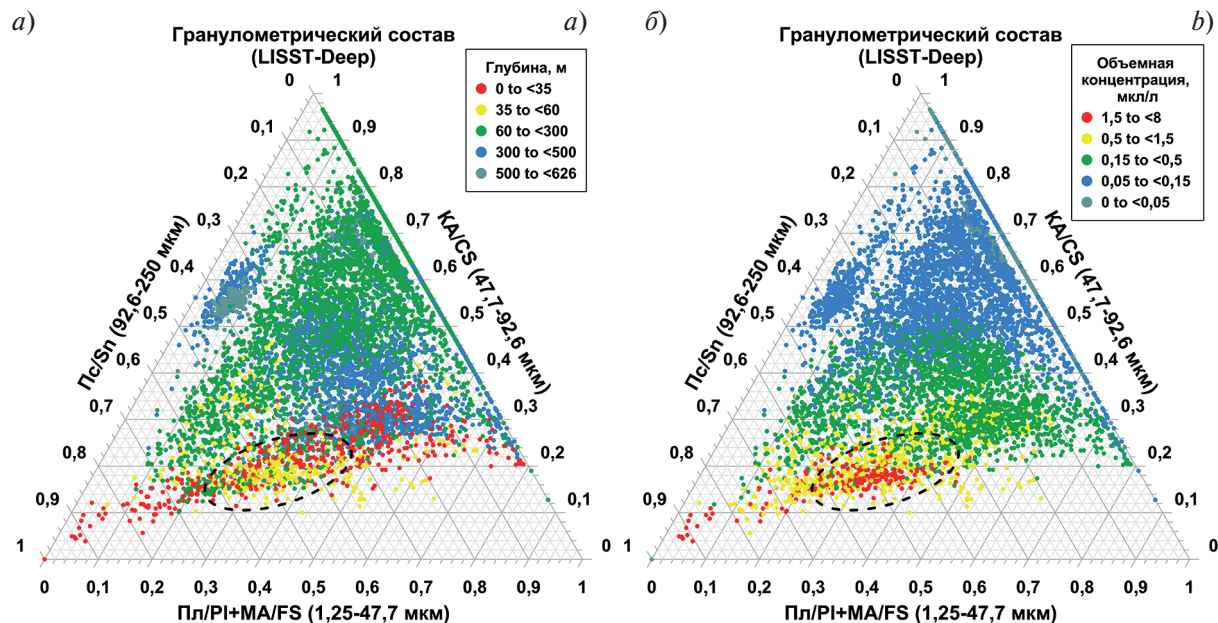


Рис. 4. Трехкомпонентный состав взвеси по данным LISST-Deer, классифицированный по глубине (а) и объемной концентрации взвеси (б). Обозначения фракций: Пл — пелитовая, МА — мелкоалевритовая, КА — крупноалевритовая, Пс — песчаная.

Fig. 4. Ternary plot of the suspended particles distributions classified by depth (a) and volume concentration (b). Fractions: PI — Pelitic, FS — fine silty, CS — Coarse silty, Sn — Sandy

водоросли диаметром менее 5 мкм. Также был выделен слой диатомовых водорослей, с максимумом на горизонте 40 м., преобладающий в западной части желоба и убывающий в направлении Земли Франца-Иосифа. Объемные концентрации взвеси, полученные в 2020 г., имеют схожее распределение, за исключением частиц небольших размеров (5–8 мкм), локальный максимум которых наблюдался на горизонтах 40–50 м. Необходимо отметить, что в 1998 г. разрез был выполнен на 40 дней позднее, чем в 2020 г.

По результатам исследований в желобе Франц-Виктории зимой 2019 г. [11] были более явно выражены придонные нефелоидные слои, концентрации взвешенного вещества в которых составляли до 4 мг/л (полученные методом вакуумной фильтрации), что существенно больше, чем в работе [8] и по данным, полученным в 2020 г. S. Buettner с соавторами предполагают [12], что это может быть связано с высокой интенсивностью штормов в зимний период. В пользу этой точки зрения служит тот факт, что по данным [9], полученным в октябре, концентрации взвеси в нефелоидных слоях повышаются, но ещё не достигают показателей, полученных в зимний период. В свою очередь, в фотическом слое наблюдались низкие концентрации, ввиду наличия ледяного покрова.

4. Заключение

Лазерный дифрактометр LISST-Deer позволяет получать обширные данные *in-situ* о концентрациях взвешенных веществ и их гранулометрическом составе. Но так как он не является самым точным методом, его использование вместе с кондуктометрическим и методом вакуумной фильтрации позволяет нивелировать существующие недостатки. По результатам исследований в августе 2020 г. в желобе Франц-Виктория объемная концентрация взвеси составляла до 7,58 мкл/л, в нефелоидных слоях она изменялась от 0,2 до 0,5 мкл/л. На продольном разрезе по желобу ясно различима интрузия выноса взвешенного вещества из придонных слоев в Северный Ледовитый океан на глубинах 200–600 м с концентрациями 0,1–0,3 мкл/л (рис. 2, в). Это подтверждает наличие известных маршрутов переноса взвешенных веществ из Баренцево моря в Северный Ледовитый океан, и по подповерхностному течению в обратном направлении. А также не противоречит данным Русакова В.Ю. [9], где течение с севера на юг наблюдалось вдоль западного склона желоба, а с юга на север — восточного. По результатам измерений, распределения гранулометрических составов взвеси изменялись в широком диапазоне, от преобладания пелитовой и мелкоалевритовой фракций до крупноалевритовой и песчаной, и были стратифицированы по глубине.

Благодарности

Авторы благодарят капитана НИС «Академик Мстислав Келдыш» Ю.Н. Горбача, экипаж судна и участников экспедиций за помощь в проведении исследований.

Финансирование

Экспедиционные исследования научной группы поддержаны Российским научным фондом (проект № 20-17-00157). Обработка данных выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090). Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021-0006).

Funding

Expedition research of the scientific group was supported by the Russian Science Foundation (project No. 20-17-00157). Data processing was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Project No. 19-05-50090). The work was carried out within the framework of the state task (theme No. FMWE-2021-0006).

Литература

1. Oziel L. et al. Role for Atlantic inflows and sea ice loss on shifting phytoplankton blooms in the Barents Sea // *Journal of Geophysical Research. Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 5121–5139. doi:10.1002/2016JC012582
2. Писарев С.В. Обзор гидрологических условий Баренцева моря // Система Баренцева моря / под ред. академика А.П. Лисицына. М.: ГЕОС, 2021. 672 с. doi:10.29006/978-5-6045110-0-8/(13)
3. Ключевиткин А.А. и др. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 1. С. 156–158. doi:10.31857/S0030157421010093
4. Agrawal Y.C., Pottsmith H.C. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport // *Marine Geology*. 2000. Vol. 168. P. 89–114. doi:10.1016/S0025-3227(00)00044-X
5. Agrawal Y.C., Traykovski P. Particles in the bottom boundary layer: Concentration and size dynamics through events // *Journal of Geophysical Research*. 2001. N 106(C5). P. 9533–9542. doi:10.1029/2000jc900160
6. Gartner J.W. et al. Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations // *Marine Geology*. 2001. Vol. 175, N 1–4. P. 99–219. doi:10.1016/S0025-3227(01)00137-2
7. Лохов А.С. и др. Измерение характеристик взвешенных частиц Баренцева моря in situ с помощью лазерного дифрактометра LISST-Депер // *Океанология*. 2020. Т. 60, № 5. С. 747–761. doi:10.31857/S0030157420050159
8. Политова Н.В. и др. Рассеянное осадочное вещество Баренцева моря // *Океанология*. 2019. Т. 59, № 5. С. 777–790. doi:10.31857/S0030-1574595777-790
9. Русаков В.Ю. и др. Распределение и состав минеральной взвеси в желобе Франц-Виктория (северная часть Баренцева моря) // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 2. С. 267–277.
10. Матишов Г.Г. и др. Фитопланктон северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория) в начале зимнего периода // *Доклады академии наук*. 1999. Т. 367, № 4. С. 560–562.
11. Матишов Г.Г., Мишина Н.Н. Результаты гидрохимических исследований северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория) в летний период // *Доклады академии наук*. 2010. Т. 430, № 5. С. 712–714.
12. Бюттнер Ш., Иванов В.В., Кассенс Х., Куссе-Тюз Н.А. Распределение взвешенных частиц в Баренцевом море в конце зимы 2019 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66, № 3. С. 267–278. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-267-278

References

1. Oziel L. et al. Role for Atlantic inflows and sea ice loss on shifting phytoplankton blooms in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research. Oceans*. 2017, 122, 5121–5139. doi:10.1002/2016JC012582
2. Pisarev S.V. Barents Sea hydrological conditions review. *Barents Sea system* / ed. Academician A.P. Lisitsyn. M., GEOS, 2021, 153–156 (in Russian). doi:10.29006/978-5-6045110-0-8/(13)
3. Klyuvitkin A.A. et al. Studies of the European Arctic on cruise 80 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh. *Oceanology*. 2021, 61, 1, 139–141. doi:10.1134/S0001437021010094
4. Agrawal Y.C., Pottsmith H.C. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology*. 2000, 168, 89–114. doi:10.1016/S0025-3227(00)00044-X
5. Agrawal Y.C., Traykovski P. Particles in the bottom boundary layer: Concentration and size dynamics through events. *Journal of Geophysical Research*. 2001, 106(C5), 9533–9542. doi:10.1029/2000jc900160

6. Gartner J.W. et al. Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations. *Marine Geology*. 2001, 175, 1–4, 199–219. doi:10.1016/S0025–3227(01)00137–2
7. Lokhov A.S. et al. In situ measurements of the characteristics of suspended particles in the Barents Sea by the LISST-Deep laser diffractometer. *Oceanology*. 2020, 60, 5, 650–663. doi:10.1134/S0001437020050148
8. Politova N.V. et al. Dispersed sedimentary matter of the Barents Sea. *Oceanology*. 2019, 59, 5, 697–714. doi:10.1134/S0001437019050151
9. Rusakov V. Yu. et al. Distribution and mineral composition of particulate matter in the Franz Victoria trough (Northern Barents Sea). *Oceanology*. 2004, 44, 2, 247–256.
10. Matishov G.G. et al. Phytoplankton of the northern Barents Sea (Franz Victoria Trough) at the winter beginning. *Doklady Earth Sciences*. 1999, 367, 4, 560–562 (in Russian).
11. Matishov G.G., Mishina N.N. The results of hydrochemical investigations in the northern Barents Sea (Franz-Victoria trough) during the summer period. *Doklady Biological Sciences*. 2010, 430, 1, 51–53. doi:10.1134/S0012496610010175
12. Buettner S., Ivanov V.V., Kassens H., Kusse-Tiuz N.A. Distribution of suspended particulate matter in the Barents Sea in late winter 2019. *Arctic and Antarctic Research*. 2020, 66, 3, 267–278. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-267-278

Об авторах

ЛОХОВ Алексей Сергеевич	Кандидат географических наук, младший научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-5022-9071, e-mail: a.s.lohov@yandex.ru
КРАВЧИШИНА Марина Даниловна	Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-9967-2891, e-mail: kravchishina@ocean.ru
КЛЮВИТКИН Алексей Андреевич	Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0002-8739-6321, e-mail: klyuvitkin@ocean.ru

УДК 551.463.5:535.34 (262.54)

© Т. Я. Чурилова*, Т. В. Ефимова, Н. А. Моисеева, Е. Ю. Скороход, 2022

Федеральный исследовательский центр «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»,
299011, пр. Нахимова, д. 2, г. Севастополь, Россия

*E-mail: tanya.churilova@ibss-ras.ru

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА ВЗВЕШЕННЫМ ВЕЩЕСТВОМ И РАСТВОРЕННЫМ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ В АЗОВСКОМ МОРЕ

Статья поступила в редакцию 15.02.2022, после доработки 11.07.2022, принята в печать 01.08.2022

Аннотация

Исследование было проведено на основе результатов измерения концентрации хлорофилла-*a* (*TChl-a*), спектральных показателей поглощения света пигментами фитопланктона, неживым взвешенным веществом (NAP) и окрашенным растворенным органическим веществом (CDOM) в южной части Азовского моря в разные сезоны в период 2016–2020 гг. Получены новые для Азовского моря данные о вариабельности спектральных показателей поглощения света всеми оптически активными компонентами среды. Показана высокая (более чем на порядок) вариабельность всех исследованных показателей. В сезонной динамике *TChl-a* отмечены максимумы в зимнее и летнее время. Установлена связь между поглощением света фитопланктоном и *TChl-a*, которая описывается степенной зависимостью. Выявлены значительные сезонные различия (в два и более раза) между коэффициентами в уравнении параметризации поглощения света фитопланктоном. Выполнена параметризация поглощения света NAP и CDOM, установлены диапазоны вариабельности значений показателей поглощения света и экспоненциального наклона спектров, выявлена их сезонная динамика. Показано, что изменение показателей поглощения света NAP и CDOM в течение года имело обратный характер в сравнении с годовым циклом *TChl-a*. Увеличение показателей поглощения NAP и CDOM наблюдалось после цветения фитопланктона, когда величины *TChl-a* уменьшались. Относительный вклад фитопланктона, NAP и CDOM в общее поглощение света взвешенным и растворенным веществом на длине волны 440 значительно варьировал в течение года. Доля фитопланктона была максимальной зимой и летом, а весной и осенью максимальный вклад в поглощение приходился на CDOM и NAP.

Ключевые слова: концентрация хлорофилла-*a*, спектральный показатель поглощения света, пигменты фитопланктона, взвешенное вещество, окрашенное растворенное органическое вещество, Азовское море

© Т. Я. Чурилова*, Т. В. Ефимова, Н. А. Моисеева, Е. Ю. Скороход, 2022

A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, 299011, Nakhimov Pr, 2, Sevastopol, Russia

*E-mail: tanya.churilova@ibss-ras.ru

SPECTRAL LIGHT ABSORPTION COEFFICIENT OF PARTICLES AND COLORED DISSOLVED ORGANIC MATTER IN THE SEA OF AZOV

Received 15.02.2022; Revised 11.07.2022; Accepted 01.08.2022

Abstract

The research was carried out based on the results of measuring the concentration of chlorophyll-*a* (*TChl-a*), spectral coefficient of light absorption by phytoplankton, non-algal particles (NAP) and colored dissolved organic matter (CDOM) in the southern part of the Sea of Azov in different seasons from 2016 to 2020. New data for the Sea of Azov on the variability of the spectral coefficient of light absorption by all optically active components have been obtained. A high (more than an order of magnitude) variability of all studied parameters was shown. The seasonal dynamics of *TChl-a* shows maxima in winter and summer. A relationship between the phytoplankton absorption and *TChl-a* has been revealed, which is described by a power function. Significant seasonal differences (two or more times) between the coefficients in the equation for parametrization of light absorption by phytoplankton were revealed. The NAP and CDOM light absorption were parametrized, the ranges of variability of the absorption

Ссылка для цитирования: 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

For citation: Churilova T. Ya., Efimova T. V., Moiseeva N. A., Skorokhod E. Yu. Spectral Light Absorption Coefficient of Particles and Colored Dissolved Organic Matter in the Sea of Azov. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 73–83.

doi:10.48612/fpg/ex1p-9vtp-phu8

coefficient and the exponential slope were revealed, and their seasonal dynamics was shown. Annual variability of absorption coefficient of NAP and CDOM was opposite to the annual cycle of *TChl-a*. The NAP and CDOM absorption coefficients increased after phytoplankton blooms, when *TChl-a* decreased. The relative contribution of phytoplankton, NAP, and CDOM to the total absorption by particles and dissolved matter at 440 nm varied significantly over the year. The share of phytoplankton was maximum in winter and summer, while in spring and autumn the maximum contribution to absorption was made by CDOM and NAP.

Keywords: chlorophyll-*a* concentration, spectral light absorption coefficient, phytoplankton pigments, non-algal particles, colored dissolved organic matter, Sea of Azov

1. Введение

Оценка показателей качества и продуктивности вод с использованием данных дистанционного зондирования Земли из космоса требует точной трансформации спутниковых данных в биологические характеристики водных экосистем, что возможно на основе региональных алгоритмов, созданных с учетом региональной специфики спектральных биооптических показателей вод. Наиболее критично это для водоемов с высоким содержанием растворенного органического вещества и неживого взвешенного вещества и отсутствием корреляции поглощения света этими компонентами с концентрацией основного фотосинтетически активного пигмента — хлорофилла-*a* (*TChl-a*). Азовское море подвержено влиянию стока крупных рек, что определяет высокое содержание в водах Азовского моря фитопланктона, взвешенного и растворенного вещества [1]. Высокопродуктивные и мутные воды Азовского моря [2] по их оптическим свойствам относят к водам II типа [3]. Стандартные алгоритмы не обеспечивают точной оценки концентрации хлорофилла-*a* в Азовском море по данным дистанционного зондирования Земли из космоса [4].

Для организации оперативного мониторинга состояния экосистемы Азовского моря требуется развитие региональных алгоритмов для трансформации данных дистанционного зондирования в показатели качества и продуктивности вод, а именно — в *TChl-a*, поглощение света окрашенным растворенным органическим веществом (CDOM) в сумме с неживым взвешенным веществом (NAP) ($CDM = CDOM + NAP$), а также в первичную продукцию. Точная оценка продукции возможна на основе спектрального подхода [5], который учитывает влияние содержания и оптических характеристик взвешенного и растворенного вещества на спектральные свойства проникающего солнечного излучения [6] и на способность фитопланктона использовать свет в процессе фотосинтеза [7–9], что особенно критично в высокотрофных и оптически комплексных водах, к которым относится Азовское море. Однако на сегодняшний день исследования спектральных показателей поглощения света всеми оптически значимыми компонентами среды в Азовском море только начинаются [10].

Цель настоящей работы состояла в исследовании вариабельности спектральных показателей поглощения света всеми оптически активными компонентами среды (пигментами фитопланктона, NAP и CDOM), их относительного вклада в общее поглощение света на отдельных длинах волн.

2. Методы

Исследования проводились на нескольких станциях в южной части Азовского моря в разные сезоны года в ходе научных экспедиций на НИС «Профессор Водяницкий» в период с 2016 по 2020 гг. (рис. 1). Измерения биооптических показателей, включающих концентрацию хлорофилла-*a* в сумме с феопигментами (*TChl-a*), спектральные показатели поглощения света всеми оптически активными компонентами среды — пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$), неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) и окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$), выполнялись в соответствии с современным протоколом НАСА [11].

Для определения поглощения света взвешенным веществом пробу взвеси собирали на стекловолоконистые фильтры GF/F путем фильтрации воды (0,5 л) при слабом вакууме ($< 0,2$ атм). Измерение оптической плотности (OD) проб взвеси проводили в диапазоне от 350 до 750 нм с шагом в 1 нм. Для измерения OD проб неживого взвешенного вещества предварительно пигменты экстрагировали горячим метанолом. Показатели $a_p(\lambda)$ и $a_{NAP}(\lambda)$ рассчитывали

$$a_{p/NAP}(\lambda) = 2,3 OD_{p/NAP}(\lambda) S / V_{sample}, \quad (1)$$

где $OD_{p/NAP}(\lambda)$ — оптическая плотность всей взвеси и NAP после коррекции изменения оптических свойств взвеси в результате ее осаждения на фильтр (b-correction), где V_{sample} — объем пробы воды, м³; S — рабочая площадь фильтра, м².

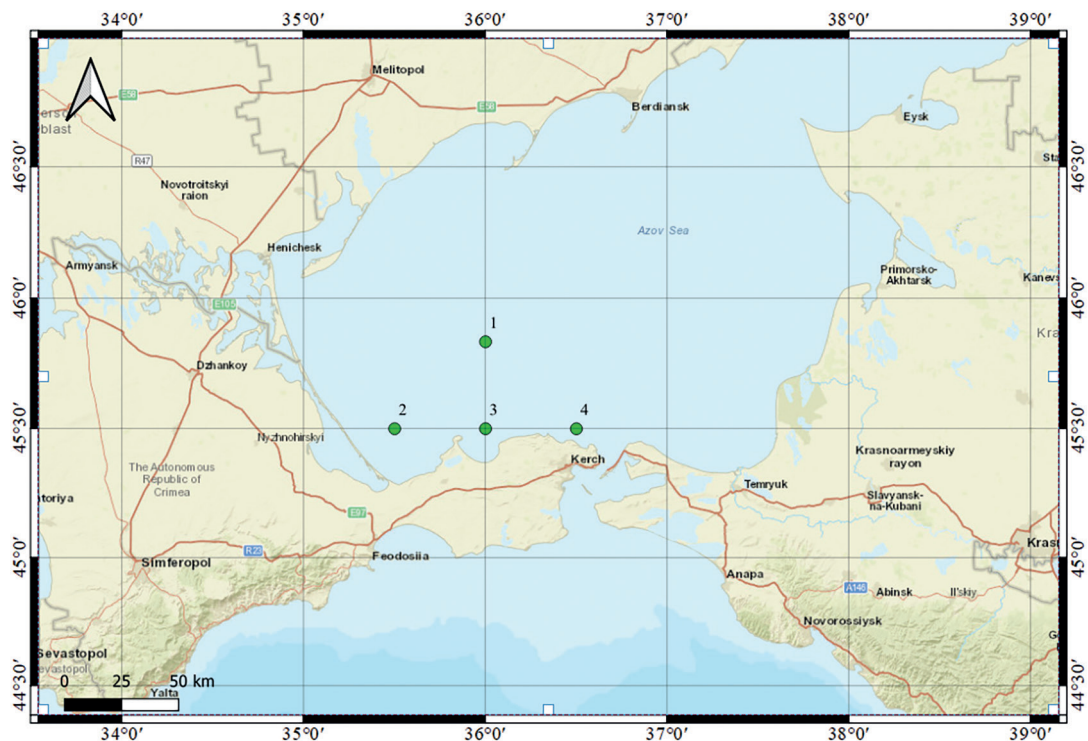


Рис. 1. Карта станций в экспедициях на НИС «Профессор Водяницкий» в январе 2016 г. (PV 83); в апреле 2016 г. (PV 84); в июне 2016 г. (PV 86); в октябре 2016 г. (PV 90); в апреле 2017 г. (PV 93); в июле 2017 г. (PV 96); в мае 2019 г. (PV 106); в июне 2020 г. (PV 116)

Fig. 1. Map of stations during expeditions on the R/V “Professor Vodyanitsky” in January 2016 (PV 83); April 2016 (PV 84); in June 2016 (PV 86); in October 2016 (PV 90); April 2017 (PV 93); in July 2017 (PV 96); in May 2019 (PV 106); in June 2020 (PV 116)

Показатели поглощения света пигментами фитопланктона рассчитывали как разность $a_p(\lambda)$ и $a_{NAP}(\lambda)$. Пробы для определения $a_{CDOM}(\lambda)$ готовили путем фильтрации воды при слабом вакууме ($< 0,2$ атм), используя фильтры Nucleopore с диаметром пор 0,2 мкм. Измерения проводили в 10 см кварцевых кюветках в сравнении с деионизированной водой в диапазоне от 250 до 750 нм с шагом в 1 нм. Оптические измерения проводили на двухлучевом спектрофотометре Lambda 35 (Perkin Elmer), оснащённом интегрирующей сферой, точность измерения $\pm 0,003$ (при 1 оптической плотности на длине волны 440 нм). Спектральное распределение показателя $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$ описывали экспоненциальной зависимостью. Параметризацию $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$ и определение показателя экспоненты (S_{NAP} и S_{CDOM}) проводили в спектральном диапазоне 400–700 нм и 350–500 нм соответственно.

Прозрачность вод оценивали по глубине видимости диска Секки (Z_s). По значениям Z_s рассчитывали величину показателя диффузионного ослабления излучения K_d , используя зависимость [12]:

$$K_d = 1,08 Z_s^{-0,79}. \quad (2)$$

Рассчитанная величина K_d соответствует среднему значению для видимого диапазона излучения в среднем для освещенного слоя.

Зону фотосинтеза (Z_{eu}) рассчитывали на основе экспоненциальной зависимости ослабления света (I) с глубиной (z) [6]:

$$I_z = I_0 \times e^{-K_d \times z}, \quad (3)$$

где I_z — облученность на глубине z, мк Моль квантов $m^{-2} s^{-1}$; I_0 — интенсивность света, падающая на поверхность, мк Моль квантов $m^{-2} s^{-1}$. За нижнюю границу Z_{eu} принимали глубину, куда проникает 1 % от падающей на поверхность моря радиации. В этом случае Z_{eu} будет равна:

$$Z_{eu} = 4,6/K_d. \quad (4)$$

3. Результаты и обсуждение

Величина $TChl-a$ в поверхностном слое моря изменялась в течение года в диапазоне от 2,3 до 15 мг м^{-3} на станции № 1, от 3,4 до 22 мг м^{-3} на станции № 2, от 1,7 до 11 мг м^{-3} на станции № 3 и от 5,3 до 13 мг м^{-3} на станции № 4. В годовой динамике этого параметра выделяются максимумы — в начале года (январь) и летом (июль) (рис. 2).

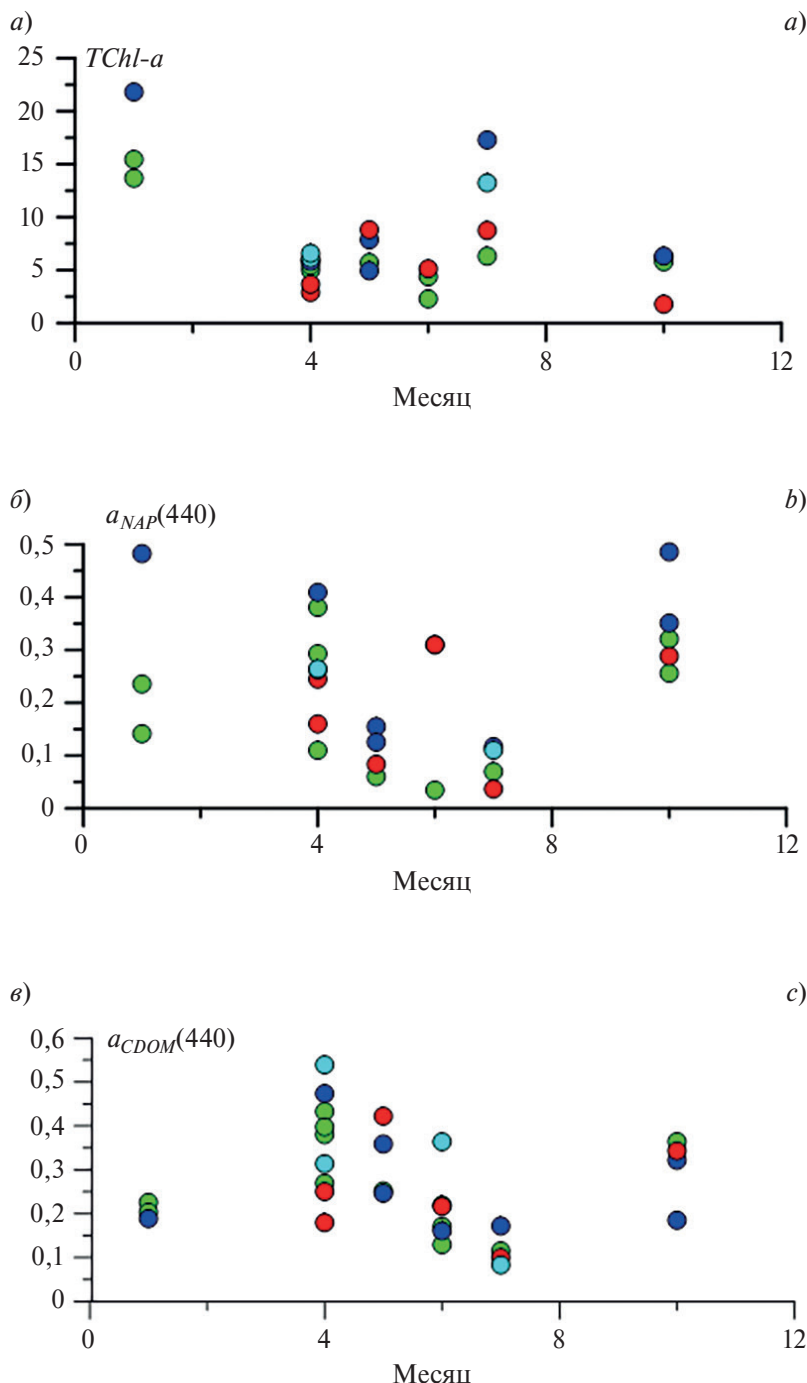


Рис. 2. Годовая динамика концентрации хлорофилла- a в сумме с феопигментами ($TChl-a$, мг м^{-3}) (а), показателя поглощения света неживым взвешенным веществом на длине волны 440 нм ($a_{NAP}(440)$, м^{-1}) (б) и окрашенным растворенным органическим веществом на 440 нм ($a_{CDOM}(440)$, м^{-1}) (в) в поверхностном слое Азовского моря на станциях № 1 (зеленый символ), № 2 (синий символ), № 3 (красный символ) и на № 4 (бирюзовый символ)

Fig. 2. Annual dynamics of sum of chlorophyll- a concentration and phaeopigments ($TChl-a$, mg m^{-3}) (a), light absorption coefficient of non-algal particles at a wavelength of 440 nm ($a_{CDOM}(440)$, m^{-1}) (b) and colored dissolved organic matter at 440 nm ($a_{NAP}(440)$, m^{-1}) (c) in the surface layer of the Sea of Azov at stations No. 1 (green symbol), 2 (blue symbol), 3 (red symbol) and 4 (turquoise symbol)

За весь период исследования на станциях 1–4 (рис. 1) прозрачность вод и зона фотосинтеза изменялась в пределах от 1,0 до 4,5 и от 4,3 до дна (14 м), соответственно. За период исследований отмечена высокая вариабельность спектральных показателей поглощения света ($a_{ph}(\lambda)$), NAP ($a_{NAP}(\lambda)$) и CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$). На рис. 3 показаны примеры спектров удельных показателей поглощения света пигментами фитопланктона ($a_{ph}^*(\lambda)$), $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$ в разные сезоны. Форма спектров $a_{ph}(\lambda)$ характеризовалась наличием двух основных максимумов на длинах волн ~ 438 и ~ 678 нм.

Следует отметить, что соотношение между максимумами спектра ($R = a_{ph}(438)/a_{ph}(678)$) изменялось незначительно с трендом увеличения значений R от зимы (1,7) к лету (2,3), в среднем R составляло $(2,1 \pm 0,51)$. Следует отметить, что в районе исследований форма спектров $a_{ph}(\lambda)$ была однотипной и не было зафиксировано локального максимума на длине волны ~ 550 или 630 нм. Это свидетельствуют об отсутствии (или незначительном количестве) фикобилин-содержащих видов микроводорослей и цианобактерий в фитопланктоне в районе исследований, а именно — в южной части Азовского моря. Однако в Таганрогском заливе и в северной части моря, прилегающей к заливу, отмечается обилие цианобактерий [13]. Видовой состав фитопланктона Азовского моря, как отмечалось ранее [13], характеризуется высокой пространственной неоднородностью. По-видимому, влияние речного стока на структуру фитопланктона не распространялось до района исследований. Значения показателей $a_{ph}(\lambda)$ различались между сезонами более чем на порядок. Вариабельность показателей $a_{ph}(\lambda)$ в основном определялась изменением содержания пигментов фитопланктона и в меньшей степени зависела от сезонной динамики $a_{ph}^*(\lambda)$ (рис. 3, а). Установлена зависимость $a_{ph}(\lambda)$ от $TChl-a$, которая описывается степенной функцией (рис. 4). В таблице приведены значения коэффициентов, полученных для этой зависимости на длинах волн, соответствующих максимумам в поглощении света пигментами фитопланктона — на 438 и 678 нм.

Выявлены сезонные различия между коэффициентами в уравнении, описывающем зависимость $a_{ph}(\lambda)$ от $TChl-a$ (таблица). Коэффициент $A(\lambda)$ соответствует значению удельного (нормированного на $TChl-a$) показателя поглощения света фитопланктоном ($a_{ph}^*(\lambda)$) при единичной концентрации хлорофилла a . Получено, что $a_{ph}^*(\lambda)$ увеличиваются от зимы к лету. При этом для весеннего и осеннего периодов характерны промежуточные значения $a_{ph}^*(\lambda)$. Отмеченная сезонная динамика $a_{ph}^*(\lambda)$ на длине волны 678 нм связана с изменением степени упаковки пигментов в клетках планктонных водорослей [14], что происходит вследствие адаптивного изменения внутриклеточной концентрации пигментов [15]. Такие изменения являются результатом адаптации, а точнее, акклимации водорослей на уровне клетки к основным условиям в среде обитания — температуре, биогенной обеспеченности и свету. Следует отметить, что свет, который увеличивается

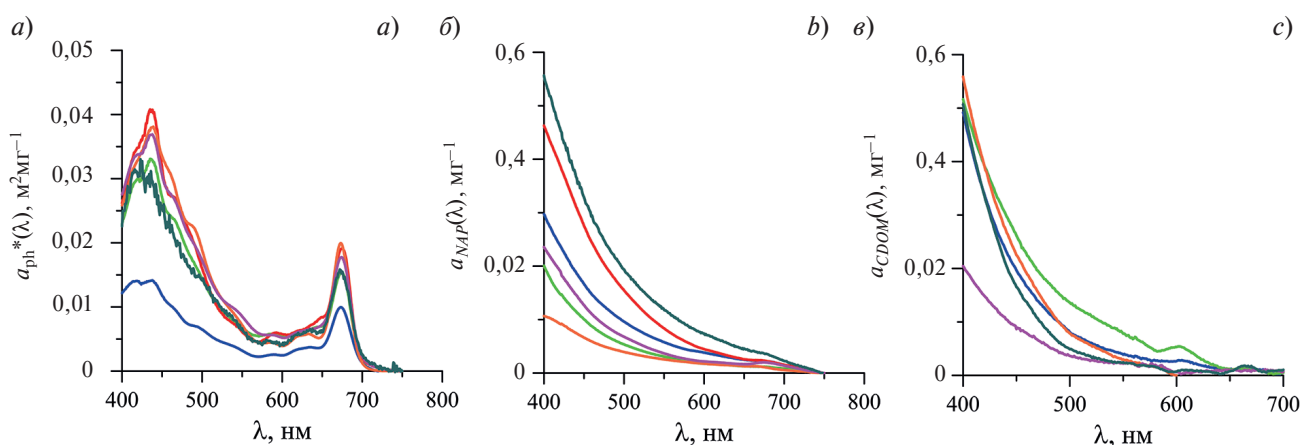


Рис. 3. Спектральные показатели поглощения света пигментами фитопланктона, нормированные на концентрацию хлорофилла a ($a_{ph}^*(\lambda)$), неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) и окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$) в поверхностном слое Азовского моря на отдельных станциях в январе (синие линии), апреле (светло-зелёные линии), мае (темно-зеленые линии), июне (красные линии), июле (лиловые линии) и октябре (коричневые линии)

Fig. 3. Spectral coefficients of chlorophyll specific light absorption by phytoplankton, ($a_{ph}^*(\lambda)$), of non-algal particles ($a_{NAP}(\lambda)$) and colored dissolved organic matter ($a_{CDOM}(\lambda)$) in the surface layer of the Sea of Azov on particular stations in January (blue lines), April (light green lines), May (dark green lines), June (red lines), July (purple lines) and October (brown lines)

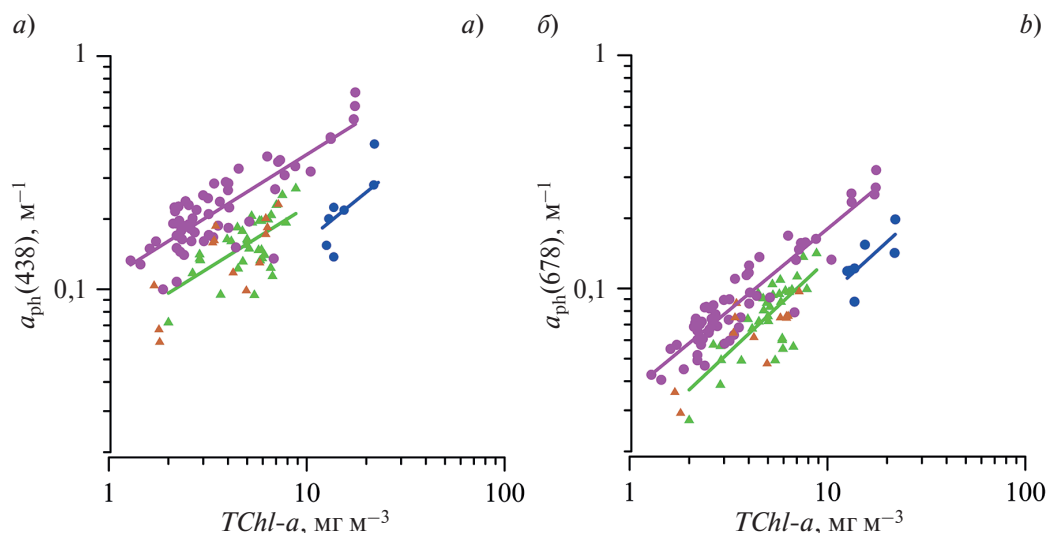


Рис. 4. Зависимость показателя поглощения света пигментами фитопланктона на длине волны 678 нм ($a_{ph}(678)$) (а) и на 438 нм ($a_{ph}(438)$) (б) от концентрации хлорофилла-а в сумме с феопигментами ($TChl-a$)

Fig. 4. Dependence of the light absorption coefficient by phytoplankton at a wavelength of 678 nm ($a_{ph}(678)$) (a) and at 438 nm ($a_{ph}(438)$) (b) on the concentration of sum of chlorophyll-a and phaeopigments ($TChl-a$)

более чем в пять раз при переходе от зимы к лету [16] является фактором, который в большей степени обуславливает адаптивную вариабельность концентрации хлорофилла-а в клетках [15]. Кроме этого, размеры клеток микроводорослей оказывают влияние на степень упаковки пигментов [14]. Отмеченные зимой низкие значения $a_{ph}^*(\lambda)$, вероятно, обусловлены преобладанием в сообществе крупных диатомовых видов [13]. Сезонная динамика $a_{ph}^*(\lambda)$ на длине волны 438 нм связана не только с эффектом упаковки пигментов, но и с содержанием вспомогательных пигментов в клетках микроводорослей [17], что является причиной увеличения R от зимы к лету, а также наиболее значительного внутригодового изменения коэффициента A(438) в сравнении с A(678) (таблица).

В результате проведенной параметризации спектрального распределения $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$, используя экспоненциальную функцию, определены параметры: показатели экспоненты S_{NAP}/S_{CDOM} и величины показателей поглощения света NAP и CDOM на выбранной длине волны (440 нм) — $a_{NAP}(440)$ и $a_{CDOM}(440)$.

Таблица
Table

Коэффициенты A(λ) ($m^2 \text{ mg}^{-1}$) и B(λ) (безразмерный) в степенной зависимости показателя поглощения света пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$) от концентрации хлорофилла-а в сумме феопигментами ($TChl-a$, $mg \text{ m}^{-3}$):

$$a_{ph}(\lambda) = A(\lambda) (TChl-a)^B(\lambda)$$

Coefficients A(λ) ($m^2 \text{ mg}^{-1}$) and B(λ) (dimensionless) in the power-law dependence of the phytoplankton light absorption coefficient ($a_{ph}(\lambda)$) on the concentration of sum of chlorophyll-a and phaeopigments ($TChl-a$, $mg \text{ m}^{-3}$):

$$a_{ph}(\lambda) = A(\lambda) (TChl-a)^B(\lambda)$$

	A(λ)	B(λ)	n	r ²
На длине волны 678 нм				
Зима	0,016	0,77	7	0,54
Весна/осень	0,021	0,80	34	0,56
Лето	0,036	0,70	39	0,87
На длине волны 438 нм				
Зима	0,033	0,69	7	0,54
Весна/осень	0,067	0,53	34	0,38
Лето	0,099	0,58	39	0,74

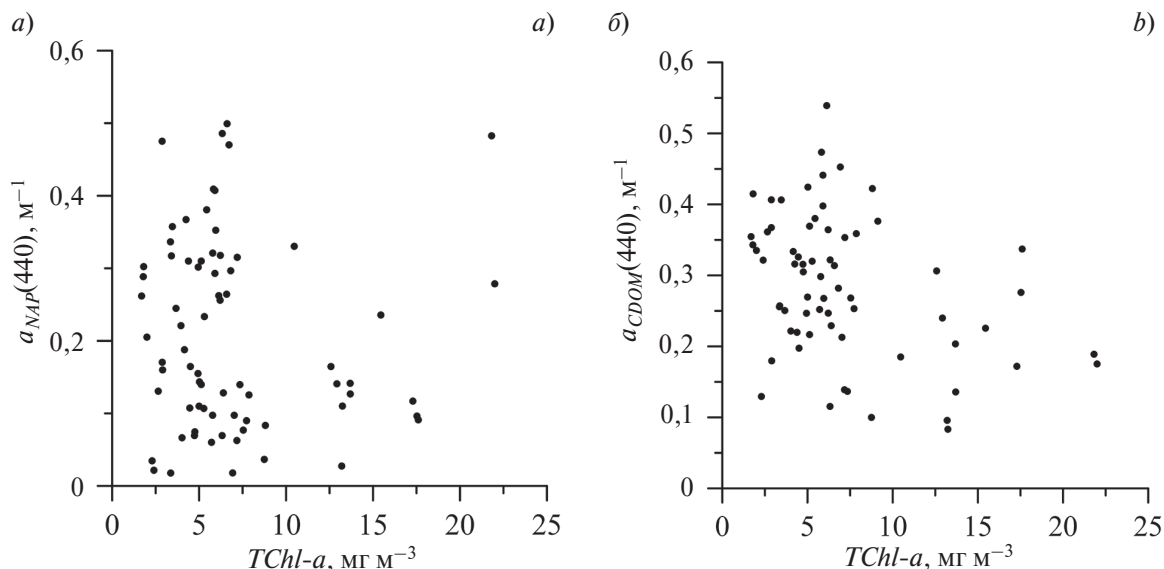


Рис. 5. Зависимость показателя поглощения света неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) (а) и показателя поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$) (б) от концентрации хлорофилла-а в сумме с феопигментами ($TChl-a$)

Fig. 5. Dependence of the light absorption coefficient by of non-algal particles ($a_{NAP}(\lambda)$) (a) and by colored dissolved organic matter ($a_{CDOM}(\lambda)$) (b) on the concentration of sum of chlorophyll-a and phaeopigments ($TChl-a$)

Величины S_{NAP} и S_{CDOM} варьировали в диапазоне от 0,0080 до 0,014 nm^{-1} и от 0,014 до 0,024 nm^{-1} , в среднем составляли 0,010 ($\pm 0,0015$) nm^{-1} и 0,018 (0,0024) nm^{-1} соответственно. Полученные для Азовского моря значения S_{NAP} соответствуют результатам измерений в других районах Мирового океана [18–21]. Диапазон изменчивости S_{CDOM} в Азовском море совпадает с установленным ранее в других регионах Мирового океана (0,014–0,025 nm^{-1}) [22–24]. Отмечена высокая вариабельность значений показателей $a_{NAP}(440)$ (0,036–0,58 m^{-1}) и $a_{CDOM}(440)$ (0,083–0,54 m^{-1}). Значения $TChl-a$ изменялись в той же степени (более чем на порядок), что и поглощение NAP и CDOM. Корреляции в изменчивости показателей поглощения ($a_{NAP}(440)$ и $a_{CDOM}(440)$) с содержанием пигментов в море ($TChl-a$) не прослеживалось (рис. 5).

Сопоставление внутригодовой динамики этих параметров (рис. 2) показало обратный характер связи поглощения света NAP и CDOM с $TChl-a$. Увеличение показателей $a_{NAP}(440)$ и $a_{CDOM}(440)$ наблюдалось после цветения фитопланктона, когда величины $TChl-a$ уменьшались, и наоборот. Относительный вклад фитопланктона в общее поглощение света взвешенным и растворенным веществом на длине волны 440 изменялся от 7 % весной и осенью до 51 % зимой (в январе) и достигал 70 % летом (в июле) (рис. 6).

Вклад CDOM и NAP варьировал в пределах от 13 до 76 % и от 10 до 52 % соответственно. Суммарное поглощение света CDOM и NAP на 440 нм ($a_{CDOM}(440)$) изменялось от 0,14 до 0,91 m^{-1} . Общее поглощение света, включая фитопланктон и неживую компоненту (CDOM и NAP), на длине волны 440 нм ($a_{tot}(440)$) составляло 0,17–1,0 m^{-1} . Величины Z_s и Z_{eu} изменялись в пределах от ~1 до 6 м и от 4,3 м до дна моря (по расчётам до 18 м), соответственно. Получена обратная зависимость между $a_{tot}(440)$ и Z_{eu} (рис. 7).

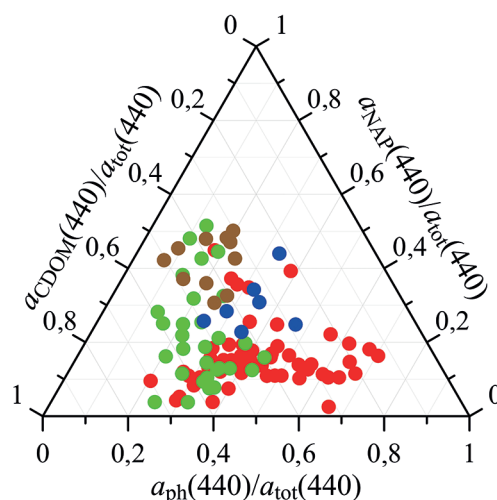


Рис. 6. Относительный вклад пигментов фитопланктона ($a_{ph}(440)/a_{tot}(440)$), неживого взвешенного вещества ($a_{NAP}(440)/a_{tot}(440)$) и окрашенного растворенного вещества ($a_{CDOM}(440)/a_{tot}(440)$) в общее поглощение света (без воды) на длине волны 440 нм в Азовском море зимой (синие символы), весной (зеленые), летом (красные) и осенью (коричневые символы)

Fig. 6. Relative contributions of phytoplankton ($a_{ph}(440)/a_{tot}(440)$), non-algal particles ($a_{NAP}(440)/a_{tot}(440)$) and colored dissolved organic matter ($a_{CDOM}(440)/a_{tot}(440)$) to total non-water absorption at a wavelength of 440 nm in the Sea of Azov in winter (blue symbols), spring (green), summer (red) and autumn (brown symbols)

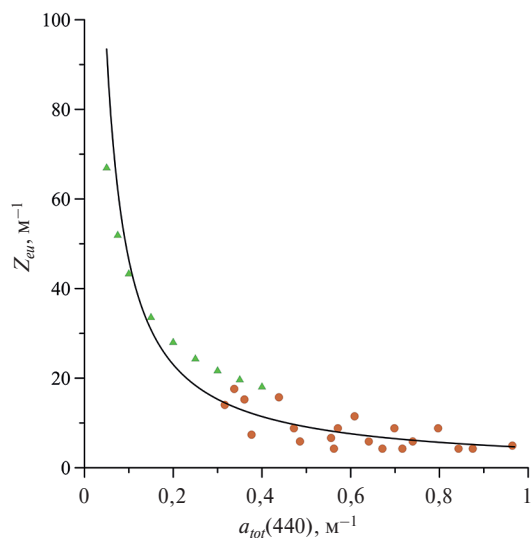


Рис. 7. Связь между поглощением света взвешенным и растворенным веществом на длине волны 440 нм ($a_{tot}(440) = a_{ph}(440) + a_{NAP}(440) + a_{CDOM}(440)$) в поверхностном слое моря и зоны фотосинтеза (Z_{eu}): Азовское море (кружки), Черное море ([25], треугольники)

Fig. 7. Relationship between light absorption by suspended and dissolved matter at a wavelength of 440 nm ($a_{tot}(440) = a_{ph}(440) + a_{NAP}(440) + a_{CDOM}(440)$) in the surface layer of the sea and the photosynthesis zone (Z_{eu}): Sea of Azov (circles), Black Sea ([25], triangles)

ний показателей поглощения света и экспоненциального наклона спектров, их сезонная динамика необходимы для валидации стандартных спутниковых продуктов и развития региональных алгоритмов оценки биооптических показателей в поверхностных водах моря, а также для развития спектральных моделей оценки проникающего в водную толщу излучения и первичной продукции.

Установленная количественная связь зоны фотосинтеза с общим поглощением взвешенным и растворенным веществом в поверхностном слое позволит проводить оценку зоны фотосинтеза по спутниковым данным.

Благодарности

Авторы благодарны ведущему инженеру Землянской Е.А. за помощь в отборе и обработке проб.

Финансирование

Исследование вариабельности спектральных биооптических показателей вод выполнено в рамках гранта РНФ № 22–27–00790.

Funding

The study of the variability of the spectral biooptical indicators of waters was carried out within the framework of the Russian Science Foundation grant No. 22–27–00790.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Азовское море / Под ред. Н.П. Гоптарева, А.И. Симонова, Б.М. Затучной, Д.Е. Гершановича. СПб.: Гидрометеиздат, 1991, 235 с.
2. Матишов Г.Г. и др. Оценки концентрации хлорофилла а и первичной продукции в Азовском море с использованием спутниковых данных // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 432, № 4. С. 563–566.
3. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // Limnology and Oceanography. 1977. Vol. 22. P. 709–722.

Объединение азовских данных с результатами, полученными в Черном море, показало возможность получения единого уравнения для описания зависимости Z_{eu} от $a_{tot}(440)$ в поверхностном слое вод Азово-Черноморского бассейна: $Z_{eu} = 4,53 (a_{tot}(440))^{-1,01}$, $r^2 = 0,85$.

4. Выводы

Получены новые для исследуемого региона данные о спектральных показателях поглощения света всеми оптически активными компонентами среды — пигментами фитопланктона, неживым взвешенным веществом и окрашенным растворенным органическим веществом.

Установлена связь между поглощением света фитопланктоном и концентрацией хлорофилла-а, которая описывается степенной зависимостью. Выявлены значительные (в два раза и более) сезонные различия между коэффициентами в уравнении параметризации. Использование полученных связей позволит учитывать сезонные различия в удельных показателях поглощения света фитопланктоном, а следовательно, точнее восстанавливать поглощение на основе данных о концентрации хлорофилла-а или решать обратную задачу, необходимую при восстановлении биооптических показателей вод на основе данных дистанционного зондирования Земли из космоса.

Выполненная параметризация поглощения света неживым взвешенным веществом и окрашенным растворенным органическим веществом, установленные диапазоны значе-

4. Сапрыгин В.В. Изучение распределения хлорофилла а в Азовском море по данным дистанционного зондирования Земли из космоса и результатам судовых измерений: Автореф. дисс. ММБИ КНЦ РАН. 2011, 125 с.
5. Чурилова Т.Я. и др. Спектральный подход к оценке скорости фотосинтеза фитопланктона в Черном море по спутниковой информации: методологические аспекты развития региональной модели // Журнал Сибирского федерального университета. 2016. Т. 9, № 4. С. 367–384. doi:10.17516/1997-1389-2016-9-4-367-384
6. Kirk J. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 3rd edition. UK: Cambridge University Press, 2011. 662 p.
7. Markager S., Vincent W. Light absorption by phytoplankton: development of a matching parameter for algal photosynthesis under different spectral regimes // Journal of Plankton Research. 2001. Vol. 23, N 12. P. 1373–1384. doi:10.1093/plankt/23.12.1373
8. Tilstone G.H. et al. Inherent optical properties of the Irish Sea and their effect on satellite primary production algorithms // Journal of Plankton Research. 2005. Vol. 27, N 11. P. 1127–1148. doi:10.1093/plankt/fbi075
9. Churilova T. et al. Phytoplankton Bloom and Photosynthetically Active Radiation in Coastal Waters // Journal of Applied Spectroscopy. 2020. Vol. 86, N6. P. 1084–1091. doi:10.1007/s10812-020-00944-0
10. Churilova T. et al. Light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter in the Sea of Azov in January and April 2016 // Proc. 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2018. P. 108336M. doi:10.13140/RG.2.2.24933.91366
11. Neeley A. et al. IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. Canada: IOCCG, 2018. V 1.0.
12. Ведерников В.И. Первичная продукция в Черном море в летне-осенний период. Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 65–83.
13. Ковалева Г.В. Фитопланктон Азовского моря и прилегающих водоемов. Азовское море в конце XX–начале XXI веков: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 134–223.
14. Morel A., Bricaud A. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton // Deep-Sea Research. 1981. Vol. 28, N11. P. 1375–1393.
15. Финенко З.З., Хофнер Н., Вильямс Р., Пионтковский С.А. Действие света, температуры и биогенных элементов на отношение углерод фитопланктона: хлорофилл а // Морской экологический журнал. 2003. Т. 2, № 2. P. 40–64.
16. Suslin V.V., S.N. Korolev, A.A. Kucheryaviy, T. Ya. Churilova, O.V. Krivenko. 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, November 19, 2015, (2015), doi:10.1117/12.2203660
17. MacIntyre H.L. et al. Photoacclimation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria 1 // Journal of Phycology. 2002. Vol. 38. P. 17–38. doi:10.1046/j.1529–8817.2002.00094.x
18. Roesler C.S. et al. Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters // Limnology and Oceanography. 1989. Vol. 34, N 8. P. 1510–1523.
19. Nelson J.R., Guarda S. Particulate and dissolved spectral absorption on the continental shelf of the southeastern United States // Journal of Geophysical Research. 1995. Vol. 100, N C5. P. 8715–8732. doi:10.1029/95JC00222
20. Bowers D.G. et al. Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll // International Journal of Remote Sensing. 1996. Vol. 17, N 12. P. 2449–2460. doi:10.1080/01431169608948782
21. Babin M. et al. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe // Journal of Geophysical Research. 2003. Vol. 108, N C7. P. 3211. doi:10.1029/2001JC000882
22. Bricaud A. et al. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains // Limnology and Oceanography. 1981. Vol. 26, N 1. P. 43–53.
23. Carder K.L. et al. Marine humic and fulvic acids: Their effects on remote sensing of ocean chlorophyll // Limnology and Oceanography. 1989. Vol. 34, N 1. P. 68–81.
24. Hansell D.A., Carlson C.A. Biogeochemistry of marine dissolved organic matter. Academic Press is an imprint of Elsevier, 2014.
25. Чурилова Т.Я. и др. Спектральные биооптические показатели вод и продуктивность фитопланктона в прибрежных водах Черного моря // Труды XI Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» с международным участием (Санкт-Петербург, 29.09.2021–01.10.2021). СПб.: Химиздат, 2021. С. 88–93.

References

1. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. The Sea of Azov / Edited by N.P. Goptarev, A.I. Simonov, B.M. Zatochnaya, D.E. Gershanovich. St. Petersburg, Hydrometeoizdat, 1991, 235 p. (In Russian).
2. Matishov G.G. et al. Satellite estimation of chlorophyll a concentration and phytoplankton primary production in the Sea of Azov. Doklady Biological Sciences. 2010, 432, 1, 216–219. doi:10.1134/S0012496610030142
3. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color. Limnology and Oceanography. 1977, 22, 709–722.

4. Saprygin V.V. Studying the distribution of chlorophyll a in the Sea of Azov according to remote sensing data from space and the results of ship measurements: *Abstract. diss. MMBI KNC RAS*. 2011, 125 p. (In Russian).
5. Churilova T. et al. Spectral Approach to Assessment of Phytoplankton Photosynthesis Rate in the Black Sea Based on Satellite Information: Methodological Aspects of the Regional Model Development. *Journal of Siberian Federal University. Biology*. 2016, 9, 4, 367–384 (In Russian). doi:10.17516/1997-1389-2016-9-4-367-384
6. Kirk J. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. UK, Cambridge University Press, 2011.
7. Markager S., Vincent W. Light absorption by phytoplankton: development of a matching parameter for algal photosynthesis under different spectral regimes. *Journal of Plankton Research*. 2011, 23, 12, 1373–1384. doi:10.1093/plankt/23.12.1373
8. Tilstone G.H. et al. Inherent optical properties of the Irish Sea and their effect on satellite primary production algorithms. *Journal of Plankton Research*. 2005, 27, 11, 1127–1148. doi:10.1093/plankt/fbi075
9. Churilova T. et al. Phytoplankton Bloom and Photosynthetically Active Radiation in Coastal Waters. *Journal of Applied Spectroscopy*. 2020, 86, 6, 1084–1091. doi:10.1007/s10812-020-00944-0
10. Churilova T. et al. Light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter in the Sea of Azov in January and April 2016 // Proc. 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2018. P. 108336M. doi: 10.1117/12.2505415
11. Neeley A. et al. IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. Canada: IOCCG, 2018. V 1.0.
12. Vedernikov V.I. Primary production in the Black Sea in the summer-autumn period. Structure and production characteristics of plankton communities of the Black Sea. *M., Nauka*, 1989, 65–83 (In Russian).
13. Kovaleva G.V. Phytoplankton of the Sea of Azov and adjacent water bodies. The Sea of Azov at the end of XX-beginning of XXI centuries: geomorphology, sedimentation, pelagic communities. Apatity, KNTs RAN, 2008, 134–223 (In Russian).
14. Morel A., Bricaud A. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Research*. 1981, 28, 11, 1375–1393.
15. Finenko Z.Z., Hoepffner N., Williams R., Piontkovski S.A. Phytoplankton carbon to chlorophyll a ratio: response to light, temperature and nutrient limitation. *Morskoy Ekologicheskij Zhurnal*. 2003, 2, 2, 40–64 (In Russian).
16. Suslin V.V., S.N. Korolev, A.A. Kucheryaviy, T. Ya. Churilova, O.V. Krivenko. 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, November 19, 2015, (2015), doi:10.1117/12.2203660
17. MacIntyre H.L. et al. Photoacclimation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria. *Journal of Phycology*. 2002, 38, 17–38. doi:10.1046/j.1529-8817.2002.00094.x
18. Roesler C.S. et al. Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters. *Limnology and Oceanography*. 1989, 34, 8, 1510–1523.
19. Nelson J.R., Guarda S. Particulate and dissolved spectral absorption on the continental shelf of the southeastern United States. *Journal of Geophysical Research*. 1995, 100, C5, 8715–8732. doi:10.1029/95JC00222
20. Bowers D.G. et al. Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll. *International Journal of Remote Sensing*. 1996, 17, 12, 2449–2460. doi:10.1080/01431169608948782
21. Babin M. et al. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research*. 2003, 108, C7, 3211. doi:10.1029/2001JC000882
22. Bricaud A. et al. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnology and Oceanography*. 1981, 26, 1, 43–53.
23. Carder K.L. et al. Marine humic and fulvic acids: Their effects on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnology and Oceanography*. 1989, 34, 1, 68–81.
24. Hansell D.A., Carlson C.A. Biogeochemistry of marine dissolved organic matter. *Academic Press is an imprint of Elsevier*, 2014.
25. Churilova T. Ya. et al. Spectral optical indicators of waters and phytoplankton productivity in the coastal waters of the Black Sea. *Proceedings of the XI International conference «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2021)* (St. Petersburg, 29.09.2021–01.10.2021). St. Petersburg, Khimizdat, 2021, 88–93 (In Russian).

Об авторах

ЧУРИЛОВА
Татьяна Яковлевна

Кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, руководитель научно-исследовательского центра Геоматики ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН» (299011, пр. Нахимова, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 03qf4s180 ORCID ID: 0000-0002-0045-7284, WoS ResearcherID: O-8437-2016, Scopus AuthorID: 6603622802, elibrary AuthorID: 888565, e-mail: tanya.churilova@ibss-ras.ru

Спектральные показатели поглощения света взвешенным веществом и растворенным органическим веществом в Азовском море
Spectral light absorption coefficient of particles and colored dissolved organic matter in the Sea of Azov

ЕФИМОВА Татьяна Владимировна	Кандидат биологических наук, научный сотрудник ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН» (299011, пр. Нахи- мова, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 03qf4s180	ORCID ID: 0000-0003-3908-4160, WoS ResearcherID: X-1355-2019, Scopus AuthorID: 57194423783, elibrary AuthorID: 766926, e-mail: tefimova@ibss-ras.ru
МОИСЕЕВА Наталья Александровна	Научный сотрудник ФГБУН ФИЦ «Институт био- логии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН» (299011, пр. Нахимова, д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 03qf4s180	ORCID ID: 0000-0003-1356-7981, WoS ResearcherID: AAN-2819-2019, Scopus AuthorID: 57194431032, elibrary AuthorID: 959717, e-mail: moiseeva@ibss-ras.ru
СКОРОХОД Елена Юрьевна	Младший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ «Ин- ститут биологии южных морей имени А.О. Кова- левского РАН» (299011, пр. Нахимова, д. 2, г. Сева- стополь, Россия), ROR 03qf4s180	ORCID ID: 0000-0002-3057-3964, WoS ResearcherID: A-6831-2019, Scopus AuthorID: 57215009764, elibrary AuthorID: 1034485, e-mail: elenaskorokhod@ibss-ras.ru

УДК 551.468

© С. В. Вазюля*, С. В. Шеберстов, 2022

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

*E-mail: svershova@mail.ru

АЛГОРИТМЫ ОЦЕНКИ БИООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭМПИРИЧЕСКИХ ОРТОГОНАЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ

Статья поступила в редакцию 01.03.2022, после доработки 29.08.2022, принята в печать 05.09.2022

Аннотация

Представлены результаты проверки возможности использования эмпирических ортогональных функций для разработки алгоритмов оценки концентрации хлорофилла-*a* и взвеси, биомассы цианобактерий в восточной части Финского залива. Для разработки алгоритмов использовался массив данных натурных измерений коэффициента яркости водной толщи 2012–2014 гг., проведенных одновременно с прямыми определениями биооптических характеристик. Оказалось, что в случае концентрации хлорофилла-*a* и взвеси, такие алгоритмы можно создать не только при использовании гиперспектральных коэффициентов яркости моря, но и для спектральных каналов спутниковых сканеров цвета MODIS и OLCI. Для оценки биомассы цианобактерий методика применения эмпирических ортогональных функций в случае использования спутниковых каналов неприменима. Было также проведено исследование возможности исключения из расчетов коротковолновых каналов MODIS, наиболее подверженных ошибкам атмосферной коррекции. Оказалось, что концентрация хлорофилла-*a*, более чувствительна к таким изменениям, чем концентрация взвеси. Валидация по данным MODIS показала, что алгоритмы с использованием эмпирических ортогональных функций, дают результаты не хуже, чем регрессионные.

Ключевые слова: эмпирические ортогональные функции, хлорофилл, взвесь, цианобактерии, Финский залив, спутниковые данные, MODIS, OLCI

© S. V. Vazyulya, S. V. Sheberstov, 2022

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

*E-mail: svershova@mail.ru

ALGORITHMS FOR EVALUATION OF BIOOPTICAL CHARACTERISTICS IN THE GULF OF FINLAND USING EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTIONS

Received 01.03.2022; Revised 29.08.2022; Accepted 05.09.2022

Abstract

The paper presents the results of testing the possibility of using empirical orthogonal functions to develop algorithms for estimating the concentration of chlorophyll *a* and suspended matter, the biomass of cyanobacteria in the eastern part of the Gulf of Finland. To develop the algorithms, we used an array of data from field measurements of the subsurface radiance reflectance in 2012–2014, carried out simultaneously with the determination of bio-optical characteristics. It turned out that in the case of the concentration of chlorophyll *a* and suspended matter, such algorithms can be created not only using the hyperspectral radiance reflectance, but also for the spectral channels of satellite color scanners MODIS and OLCI. An estimation of the cyanobacteria biomass with the empirical orthogonal functions method is not applicable in the case of using satellite channels. A study of the possibility of the most prone to atmospheric correction errors shortwave MODIS channels exclusion was also made. It turned out that the concentration of chlorophyll *a* is more sensitive to such exclusion than the concentration of suspended matter. Validation on a MODIS data showed that empirical orthogonal functions algorithms give results no worse than regression ones.

Keywords: empirical orthogonal functions, chlorophyll, suspended matter, cyanobacteria, Gulf of Finland, satellite data, MODIS, OLCI

Ссылка для цитирования: Вазюля С.В., Шеберстов С.В. Алгоритмы оценки биооптических характеристик в Финском заливе с использованием эмпирических ортогональных функций // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 84–96. doi:10.48612/fpg/vdeu-bvnr-rxb8

For citation: Vazyulya S.V., Sheberstov S.V. Algorithms for Evaluation of Biooptical Characteristics in the Gulf of Finland Using Empirical Orthogonal Functions. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 84–96. doi:10.48612/fpg/vdeu-bvnr-rxb8

1. Введение

В 2012–2014 гг. сотрудники Лаборатории оптики океана Института океанологии (ИО РАН) участвовали в экспедициях в восточной части Финского залива, проводимых ежегодно Российским государственным гидрометеорологическим университетом для мониторинга экологического состояния этой акватории [1–4]. В результате был получен набор данных оптических измерений, проведенных одновременно с определением таких биооптических характеристик поверхностного слоя воды как биомасса цианобактерий (*Bcyan*), концентрация хлорофилла-*a* (*Chl*) и взвеси (*TSM*). Эти материалы позволили разработать региональные алгоритмы для оценки *Chl*, *TSM*, *Bcyan* по данным спутникового сканера цвета океана MODIS [5, 6], которые успешно используются в атласе биооптических характеристик Лаборатории оптики океана ИО РАН [7]. При разработке алгоритмов оценки концентраций хлорофилла *a* и взвеси [5] использовался классический регрессионный подход, хорошо зарекомендовавший себя в различных морях [7]: для расчета значений *Chl* используется уравнение регрессии с индексом цвета, а для *TSM* с показателем рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} . В алгоритме оценки *Bcyan* рассчитывалась множественная регрессия с величинами *Chl* и b_{bp} [6].

Известно, что для определения биооптических характеристик морской воды можно также использовать статистический подход [8], основанный на использовании в качестве базиса эмпирических ортогональных функций (ЭОФ). Такая методика позволила создать алгоритмы для оценки различных биооптических характеристик морской воды: показателя диффузного ослабления ультрафиолетового света [9], концентрации хлорофилла [10, 11] и неорганического углерода [12]. На одном и том же массиве данных измерений в Гданьском заливе Балтийского моря были разработаны алгоритмы определения концентрации фикоцианина как с помощью классического подхода [13], так и с использованием ЭОФ [14]. В настоящей работе представлены результаты проверки возможности использования ЭОФ для разработки алгоритмов оценки *Chl*, *TSM*, *Bcyan* в восточной части Финского залива.

2. Материалы и методика

2.1. Используемые данные

Для расчёта эмпирических ортогональных функций для спектров яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ были использованы данные судовых измерений коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, пересчитанные в $R_{rs}(\lambda)$ при помощи формул [15]. Для измерения спектрального коэффициента яркости $\rho(\lambda)$ использовался плавающий спектрорадиометр [16]. Спектральный диапазон измерений 400–700 нм, разрешение — 2 нм, точность измерения — 5 %. На рис. 1 показан весь массив используемых спектров $R_{rs}(\lambda)$, полученный для 65 станций в ходе летних экспедиций на малом парусном катамаране CENTAURUS II в акватории восточной части Финского залива между островами Котлин и Гогланд в период 2012–2014 гг. [5, 6]. Так же на этом рисунке показаны средний спектр $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ и спектры $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle \pm \Delta R_{rs}(\lambda)$, где $\Delta R_{rs}(\lambda)$ — среднеквадратичное отклонение. Представленные спектры варьируют как по амплитуде, так и по форме спектра. Но практически на всех спектрах, включая средний, можно заметить минимум вблизи 620 нм и максимум вблизи 650 нм, первый соответствует максимуму поглощения фикоцианином, а второй связан с флуоресценцией этого пигмента. Проявление фикоцианина в спектрах $R_{rs}(\lambda)$ свидетельствует об интенсивном цветении цианобактерий в Финском заливе [3, 17, 18].

Кроме того, набор *in situ* данных включает значения прямых определений биомассы цианобактерий, концентраций хлорофилла-*a* и взвеси, выполненных в фотическом слое. Концентрация хлорофилла-*a* определялась спектрофотометрическим методом в соответствии с методикой [19], взвеси — стандартным методом фильтрации под вакуумом 0,4 атм с помощью мембранных ядерных фильтров с диаметром пор 0,45 мкм.

Для определения *Bcyan* пробы концентрировали методом седиментации до 10 мл. Фитопланктон идентифицировали и подсчитывали под микроскопом при увеличении 256х и 640х. Учитывались все отделы фитопланктона, включая цианобактерии. Применялись номенклатура фитопланктона и формула расчета индивидуальных объемов, используемые в международной программе мониторинга Балтийского моря (<http://www.ices.dk/marine-data/dataportals/Pages/DOME.aspx>). Биомасса рассчитывались исходя из соответствующего объема счетных единиц фитопланктона, принимая, что 10^9 мкм³ соответствует 1 мг сырой биомассы.

Следуя ранее опубликованным работам по разработке региональных алгоритмов [5, 6], при оценке применимости ЭОФ для определения биомассы цианобактерий были использованы данные, полученные на 28-ми станциях, где величина *Bcyan* превышала 20 мг м⁻³ [6], а в случае концентраций *Chl* и *TSM* данные

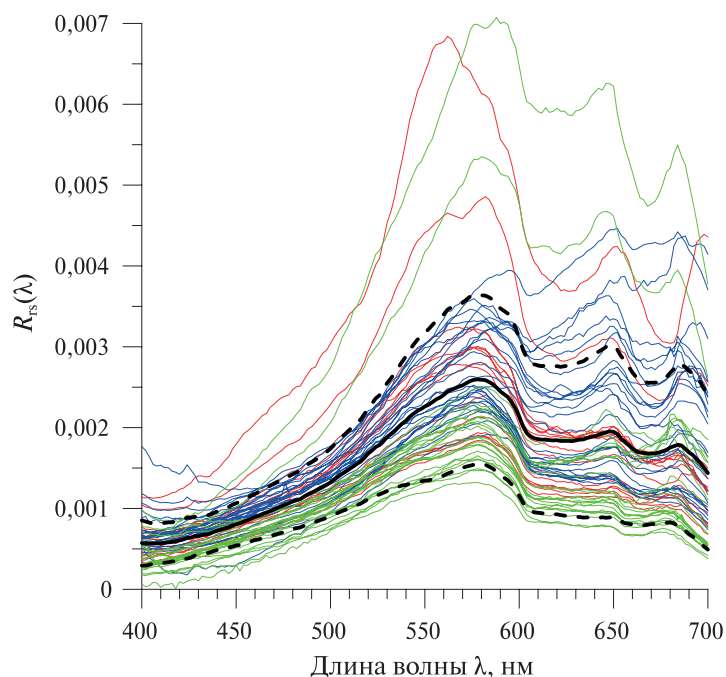


Рис. 1. Спектры $R_{rs}(\lambda)$, использованные для расчета эмпирических ортогональных функций: красные тонкие линии — измерения 2012 г., синие — 2013 г., зеленые — 2014 г. Жирной черной линией показан средний спектр $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$, а пунктирными линиями — спектры $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle \pm \Delta R_{rs}(\lambda)$. Измерения выполнены в восточной части Финского залива

Fig. 1. Spectra $R_{rs}(\lambda)$, which were used to calculate the empirical orthogonal functions: red thin lines — measurements in 2012, blue lines — 2013, green lines — 2014. The thick black line shows the average $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ spectrum, and the dotted lines show the spectra $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle \pm \Delta R_{rs}(\lambda)$. The measurements were taken in the eastern part of the Gulf of Finland

2012–2013 гг. соответственно для 40 и 39 станций [5]. Таким образом, для отобранных станций диапазон изменчивости $V_{\text{сушп}}$ составил 20–2065 мг м⁻³, концентрации хлорофилла 1,2–23,7 мг м⁻³, концентрации взвеси 1,0–5,5 мг л⁻¹.

Во время экспедиций 2012–2013 гг. из-за облачности подспутниковые измерения получилось провести только 27 июля 2012 г. и 26, 27, 29 июля 2013 г. Для валидации регрессионных алгоритмов оценки Chl и TSM [5] было отобрано десять станций (3 в 2012 г. и 7 в 2013 г.), для которых были получены как натурные спектры $R_{rs}(\lambda)$, так и по данным MODIS-Aqua. В нашем исследовании для валидации алгоритмов был использован этот же массив спутниковых данных.

Для тестового расчета распределений биооптических характеристик были использованы данные MODIS-Aqua второго уровня, полученные 22 июля 2012 г 11:15 GMT. Расчет проводился при помощи комплекса программ SMCS для обработки спутниковых данных [20].

2.2. Расчет ЭОФ

Для расчета ЭОФ использовался стандартный алгоритм построения ковариационной матрицы и нахождения её собственных векторов [8]. Для всего массива спектров яркости моря рассчитывался средний спектр $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ (рис. 1), затем его величина вычиталась из каждого измеренного спектра, а полученный массив использовался для расчета ковариационной матрицы, нахождения собственных векторов ψ_i ковариационной матрицы и собственных чисел b_i . При этом собственные числа располагались в порядке убывания, а соответствующие им собственные вектора в порядке уменьшения их дисперсии. Использование полученных собственных векторов ψ_i в качестве базиса является оптимальным с точки зрения минимума среднеквадратичной ошибки [8], достаточно нескольких первых собственных векторов, чтобы объяснить

большую часть изменчивости измеренных спектров $R_{rs}(\lambda)$. В данной работе были использованы пять первых собственных векторов, таким образом, получалась следующая формула аппроксимации измеренных спектров:

$$R_{rs}(\lambda) \approx \langle R_{rs}(\lambda) \rangle + \sum_{i=1}^5 C_i \psi_i, \quad (1)$$

где C_i — коэффициенты разложения, которые находятся методом наименьших квадратов.

С целью использования ЭОФ для спутниковых данных исходный массив гиперспектральных $R_{rs}(\lambda)$ в диапазоне 400–700 нм с разрешением 2 нм при помощи интерполяции был пересчитан для спектральных каналов сканеров цвета MODIS и OLCI. Для полученных массивов были рассчитаны соответствующие ЭОФ. На рис. 2, а–в показаны графики среднего спектра $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ и трех первых ЭОФ, как в случае использования исходного массива гиперспектральных $R_{rs}(\lambda)$, так и для пересчитанных для каналов MODIS

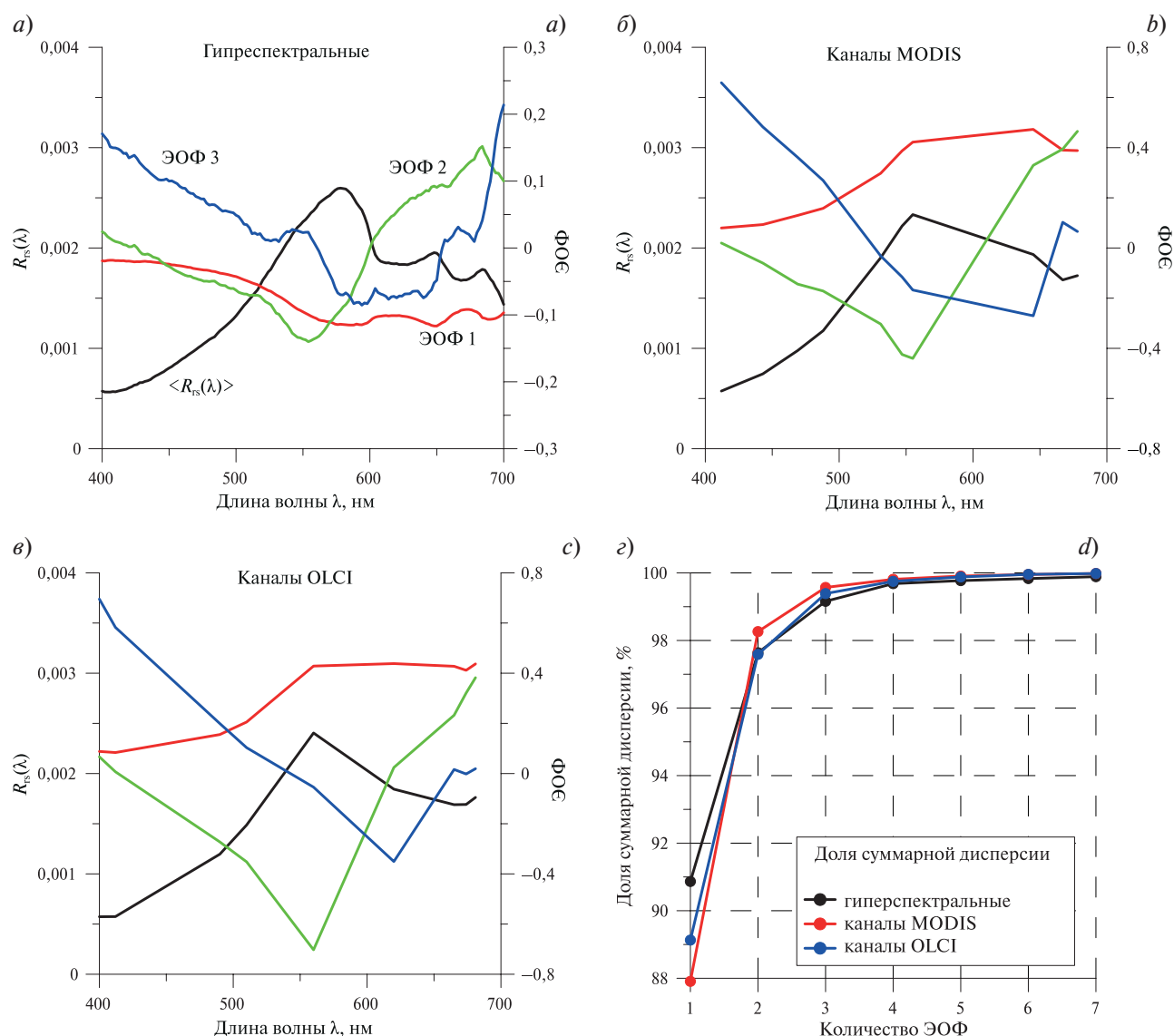


Рис. 2. Первые три ЭОФ (первая ЭОФ — красная линия, вторая — зеленая, третья — синяя; правая вертикальная шкала) и средний спектр $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ (черная линия, левая вертикальная шкала) в случае использования гиперспектральных данных (а), спектральных каналов MODIS (б) и OLCI (в); и доля суммарной дисперсии в зависимости от количества ЭОФ (г)

Fig. 2. The first three EOFs (the first EOF is red line, the second is green, the third is blue; right vertical scale) and the average spectrum $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ (black line, left vertical scale) in case of using hyperspectral data (a), spectral channels of MODIS (b) and OLCI (c); and the fraction of the total variance depending on the amount of EOF (d)

и OLCI. Видно, что ЭОФ для спутниковых каналов, из-за существенного уменьшения их количества, теряют часть спектральных особенностей, которые заметны в случае использования гиперспектральных данных, но в целом спектральный ход $\langle R_{rs}(\lambda) \rangle$ и первых ЭОФ для случая спутниковых каналов и гиперспектральных данных схожи. На рис. 2, г представлен график зависимости доли суммарной дисперсии от количества ЭОФ. Видно, что даже использование 3-х первых ЭОФ позволяет учитывать более 99 % дисперсии, даже в случае использования ограниченного количества спутниковых каналов, использование же пяти первых ЭОФ позволяет учитывать практически 100 % суммарной дисперсии ковариационной матрицы.

2.3. Алгоритмы оценки биооптических характеристик

Для оценки трех биооптических характеристик (концентраций *Chl* и *TSM*, биомассы цианобактерий) было получено уравнение регрессии между величинами данных характеристик и коэффициентами разложения C_i по пяти первым ЭОФ, рассчитанными для каждого измеренного спектра яркости моря $R_{rs}(\lambda)$. Например, в случае концентрации взвеси и использования ЭОФ для спектральных каналов MODIS уравнение имеет вид:

$$TSM_MODIS10 = 2,44 + 463 C_1^{10} + 30,2 C_2^{10} - 924 C_3^{10} + 84,2 C_4^{10} + 717 C_5^{10}. \quad (2)$$

При выведении формулы (2) и аналогичных ей для других биооптических характеристик использовались величины C_i^{10} , полученные для каждого измеренного спектра яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ с использованием всех 10 видимых каналов MODIS (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678 нм).

Известно, что спутниковые оценки спектра яркости моря подвержены ошибкам атмосферной коррекции [5, 21, 22]. Было показано, что практически для всех современных алгоритмов атмосферной коррекции наибольшие ошибки для величины $R_{rs}(\lambda)$ по спутниковым данным характерны для коротковолновых каналов [21]. Для 10 станций в Финском заливе, где были выполнены подспутниковые измерения $R_{rs}(\lambda)$ (см. раздел 2.1), наибольшие средние ошибки атмосферной коррекции 83 и 38 % были получены для каналов MODIS 412 и 443 нм, соответственно. Для остальных каналов средние ошибки варьировали от 6 до 33 %. Чтобы понять, можно ли не использовать коротковолновые каналы при расчете коэффициентов разложения C_i , в случае ЭОФ для каналов MODIS, были проведены вычисления C_i не только по всем 10 видимым каналам, но и без использования нескольких первых каналов. А именно для оставшихся семи или шести каналов в диапазоне 488–678 или 531–678 нм, соответственно. Будем обозначать соответствующие величины коэффициентов разложения как C_i^7 и C_i^6 . В табл. 1 приведены коэффициенты регрессии K_i для оценки концентраций *Chl* и *TSM*, в случае использования C_i^{10} и C_i^7 . Биооптические параметры, рассчитанные с помощью соответствующих коэффициентов регрессии K_i , маркируются как MODIS10 и MODIS7. Видно, что влияние уменьшения количества спектральных каналов, используемых для расчета коэффициентов разложения по ЭОФ, на коэффициенты регрессии K_i зависит от продукта и порядкового номера коэффициента K . В случае *Chl* и *TSM* мало изменяются K_0 и K_1 , а вот коэффициенты более высокого порядка могут как изменяться на порядок (K_5 для *Chl*), так и практически не меняться (K_4 для *Chl*).

Для оценки точности полученных алгоритмов, рассчитывались среднеквадратичная S_{sq} и относительная S_r ошибки для рассчитанных модельных величин биооптических характеристик относительно измеренных.

Таблица 1

Table 1

Коэффициенты формул регрессии для расчета *Chl* и *TSM*, полученные в результате использования различных коэффициентов разложения по базису ЭОФ. Для продуктов маркированных MODIS10 использовались C_i^{10} , MODIS7 — C_i^7

Coefficients of the regression formulas for calculating *Chl* and *TSM*, which were obtained as a result of using various expansion coefficients according to the EOF basis. For products labeled MODIS10, C_i^{10} was used, MODIS7 — C_i^7

Продукт	K_0	K_1	K_2	K_3	K_4	K_5
Chl_MODIS10	4,76	1494	–598	–3106	10252	16361
Chl_MODIS7	5,33	1738	–216	–723	10226	1672
TSM_MODIS10	2,44	463	30,2	–924	84,2	717
TSM_MODIS7	2,47	471	58,2	–1042	353	321

3. Результаты и обсуждение

3.1. Валидация по натурным спектрам

Прежде всего была выполнена проверка работоспособности и точности полученных алгоритмов при использовании спектров яркости моря $R_{rs}(\lambda)$, измеренных *in situ*. На рис. 3. показано соответствие между измеренными и рассчитанными величинами всех рассматриваемых биооптических характеристик в случае использования ЭОФ для гиперспектральных R_{rs} и всех видимых каналов MODIS. Для каналов OLCI графики не представлены, так как они аналогичны полученным для MODIS. В табл. 2 представлены статистические параметры соответствия для всех трех вариантов ЭОФ во всем видимом диапазоне, для сравнения приведены данные для регрессионных алгоритмов [5, 6].

Как видно из рис. 3 и табл. 2, все три рассматриваемые биооптические характеристики, рассчитанные с помощью гиперспектральных ЭОФ хорошо соответствуют измеренным величинам. В случае *Chl* и *TSM* коэффициент детерминации R^2 равен 0,66 и 0,67, соответственно, а относительные ошибки S_r равны 37 и 18 %, что даже лучше, чем при использовании регрессионных алгоритмов [5]. В случае *Bcyan* величина коэффициента детерминации меньше ($R^2 = 0,50$), а $S_r = 109$ %, но это сопоставимо с $R^2 = 0,61$ и $S_r = 84$ % для регрессионного алгоритма [6]. При использовании ЭОФ спутниковых сканеров цвета для оценки концентраций *Chl* и *TSM* параметры соответствия между измеренными и модельными значениями меняются незначительно, а вот для оценки *Bcyan* методика применения ЭОФ оказалась неприменима: $R^2 < 0,2$, а значительные относительные ошибки увеличиваются ещё вдвое. Поэтому все дальнейшие наши исследования были ограничены только алгоритмами для *Chl* и *TSM*.

Так как во время проведения экспедиций в 2012–2014 гг. были доступны только данные MODIS и только для каналов этого сканера разработаны региональные алгоритмы для акватории Финского залива, то в заключительной части статьи представлены результаты расчетов с использованием ЭОФ для спектральных каналов MODIS. В табл. 3 можно увидеть, как изменяются параметры соответствия измеренных и рассчитанных величин *Chl* и *TSM*, если, во-первых, для расчета коэффициентов разложения по ЭОФ использовать сокращенное количество каналов (C_1^7 или C_1^6), во-вторых, использовать другие коэффициенты регрессии (продукты MODIS7 вместо MODIS10, см. табл. 1). То есть, например, в случае расчета *TSM* для варианта MODIS10/ C_1^7 используется формула (2), в которой используются коэффициенты регрессии K_i для MODIS10, а коэффициенты разложения C_1^7 получены при аппроксимации спектров $R_{rs}(\lambda)$ в диапазоне 488–678 нм (для 7 спектральных каналов).

Как видно из табл. 3, в случае использования натуральных спектров R_{rs} исключение коротковолновых каналов практически никак не сказывается на параметрах соответствия для концентрации взвеси. Для концентрации *Chl* изменения есть, но они не велики: при использовании C_1^6 соответствие практически не изменяется, а для C_1^7 — немного ухудшается. Но надо помнить, что все эти результаты получены для натуральных спектров R_{rs} , не подверженных ошибкам атмосферной коррекции. Если же использовать коэффициенты регрессии, соответствующие MODIS7 вместо MODIS10, то в случае *TSM* опять нет каких-либо заметных изменений, а для *Chl* наблюдается заметное уменьшение средней абсолютной ошибки одновременно с уменьшением коэффициента детерминации. Это связано с тем, что в этом случае для одной станции из 40 была получена отрицательная оценка *Chl*, ещё для одной очень низкая оценка ($0,03 \text{ мг м}^{-3}$), в то время как по данным измерений концентрация *Chl* на этих станциях была равна $1,7 \text{ мг м}^{-3}$, что и привело к заметному уменьшению коэффициенту детерминации. Если же эти станции не учитывать, то $R^2 = 0,55$. Таким образом, расчеты с сокращенным количеством каналов MODIS по натурным спектрам R_{rs} показали, что концентрация *Chl*, более чувствительна к таким изменениям, чем концентрация *TSM*, и что при использовании ЭОФ даже при отсутствии ошибок атмосферной коррекции всегда есть вероятность получить отрицательные или нереально низкие оценки биооптических параметров.

3.2. Валидация по данным MODIS

Также в таблице 3 представлены результаты оценки соответствия измеренных и рассчитанных величин *Chl* и *TSM* полученные при использовании 10 спутниковых спектров, для которых есть подспутниковые измерения и которые ранее использовались для валидации регрессионных алгоритмов [5].

Как видно из табл. 3, при использовании спутниковых данных для оценки концентрации взвеси наилучшие результаты получаются при использовании C_1^7 не зависимо от коэффициентов регрессии (MODIS10 или MODIS7) — наименьшие ошибки и наибольшие величины коэффициента детерминации. Наибольшие ошибки получаются при использовании C_1^6 . Расчет по регрессионному алгоритму [5] дает близкие оценки: $S_{sq} = 0,64 \text{ мг л}^{-1}$, $R^2 = 0,61$.

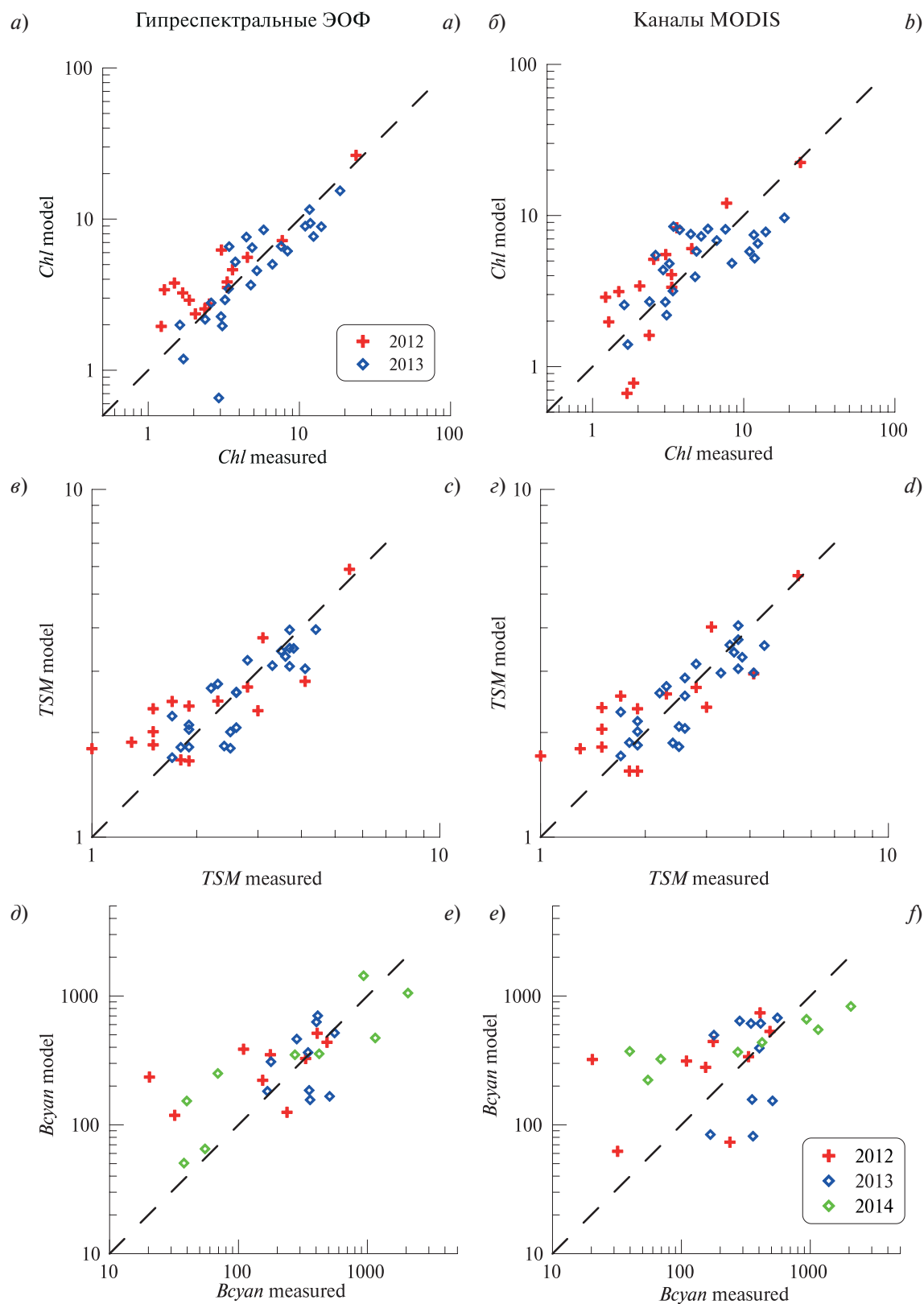


Рис. 3. Сопоставление величин *Chl* (a, б), *TSM* (в, г) и *Bcyan* (д, е) измеренных (measured) и рассчитанных (model) с использованием ЭОФ. Слева (a, в, д) использовались гиперспектральные ЭОФ, справа (б, г, е) — для 10 спектральных каналов MODIS. Пунктирная линия показывает идеальное соответствие 1:1

Fig. 3. Comparison of *Chl* (a, b), *TSM* (c, d) and *Bcyan* (e, f) values which were measured (measured) and calculated (model) using EOF. On the left hyperspectral EOF were used, on the right — 10 MODIS spectral channels. The dotted line shows a perfect fit 1:1

Таблица 2
Table 2

Параметры соответствия между измеренными и рассчитанными величинами *Chl*, *TSM* и *Bcyan* в зависимости от используемого алгоритма. Для каждого продукта в скобках указано использованное количество станций

Correspondence parameters between the measured and calculated values of *Chl*, *TSM* and *Bcyan* depending on the algorithm used. For each product, the number of stations is indicated in brackets

Алгоритм	Коэффициент детерминации R^2	Среднеквадратичная ошибка S_{sq}	Относительная ошибка S_r
Концентрация хлорофилла <i>Chl</i> , мг м ⁻³ (N = 40)			
ЭОФ, гиперспектральные	0,66	1,94	37 %
ЭОФ, MODIS	0,54	3,16	52 %
ЭОФ, OLCI	0,65	2,52	45 %
Регрессионный алгоритм	0,57	3,37	56 %
Концентрация взвеси <i>TSM</i> , мг л ⁻¹ (N = 39)			
ЭОФ, гиперспектральные	0,67	0,51	18 %
ЭОФ, MODIS	0,66	0,53	19 %
ЭОФ, OLCI	0,70	0,48	17 %
Регрессионный алгоритм	0,61	0,62	21 %
Биомасса цианобактерий <i>Bcyan</i> , мг м ⁻³ (N = 28)			
ЭОФ, гиперспектральные	0,50	290	109 %
ЭОФ, MODIS	0,17	338	184 %
ЭОФ, OLCI	0,09	346	198 %
Регрессионный алгоритм	0,61	272	84 %

Таблица 3
Table 3

Параметры соответствия между измеренными и рассчитанными величинами *Chl* и *TSM* в зависимости от используемого алгоритма и входных данных

Correspondence parameters between the measured and calculated values of *Chl* and *TSM* depending on the algorithm and input data

Алгоритм/коэффициенты C_i	Натурные спектры			Спектры MODIS		
	R^2	S_{sq}	S_r	R^2	S_{sq}	S_r
Концентрация хлорофилла <i>Chl</i> , мг м ⁻³						
MODIS10/ C_i^{10}	0,54	3,16	52 %	0,22	3,22	63 %
MODIS10/ C_i^7	0,50	3,32	53 %	0,35	3,10	66 %
MODIS10/ C_i^6	0,53	3,19	50 %	0,05	4,44	63 %
MODIS7/ C_i^7	0,39	2,96	53 %	0,52	2,95	51 %
Концентрация взвеси <i>TSM</i> , мг л ⁻¹						
MODIS10/ C_i^{10}	0,66	0,53	19 %	0,77	0,48	20 %
MODIS10/ C_i^7	0,69	0,51	18 %	0,87	0,44	18 %
MODIS10/ C_i^6	0,70	0,52	18 %	0,81	0,97	27 %
MODIS7/ C_i^7	0,68	0,51	18 %	0,85	0,43	18 %

Соответствие измеренных и рассчитанных по данным MODIS величин *Chl* заметно хуже. Только при использовании C_i^7 получаются оценки близкие к полученным при расчетах по натурным спектрам. Стоит отметить, что валидация регрессионного алгоритма оценки *Chl* [5] по спутниковым данным давала даже худшие результаты: $S_{sq} = 3,88$ мг м⁻³, $R^2 = 0,12$.

Таким образом, валидация по данным MODIS показала, что алгоритмы для оценки *Chl* и *TSM* с использованием ЭОФ, дают результаты не хуже чем регрессионные [5] и лучше всего при этом использовать C_i^7 или C_i^{10} . Исключение четырех коротковолновых каналов (412–488 нм) заметно ухудшает соответствие измеренным значениям. Но надо помнить, что валидация по спутниковым данным была выполнена всего лишь для 10 станций.

3.3. Пример распределений по данным MODIS

На рис. 4 показан пример распределений концентрации Chl и взвеси TSM , рассчитанных по данным MODIS-Aqua от 22 июля 2012 г. Расчет проводился как по регрессионным алгоритмам [5], так и с использованием ЭОФ (коэффициенты регрессии K_i для MODIS10 и коэффициенты разложения по базису ЭОФ для 10 каналов — C_i^{10}). В целом карты не показывают принципиальной разницы между величинами биооптических параметров, посчитанными разными алгоритмами. Есть небольшие различия в области низких значений Chl в северо-восточной части залива и высоких величин TSM вблизи берега.

Большую часть исследуемой акватории занимают воды с концентрацией хлорофилла $2\text{--}8\text{ мг м}^{-3}$ и взвеси $1\text{--}4\text{ мг л}^{-1}$, наиболее высокие концентрации хлорофилла наблюдаются в восточной части акватории у Невской губы и вдоль южного берега Финского залива. Видно общее сходство распределений взвеси и хлорофилла. Подобное сходство вполне ожидаемо, так как существует общий фактор, определяющий распространение взвеси и хлорофилла — река Нева приносит взвешенные частицы, в том числе фитопланктон, содержащий хлорофилл, и биогены для создания первичной продукции.

Для большей наглядности различий результатов алгоритмов были построены графики с попиксельным сопоставлением оценок, полученных регрессионными и новыми ЭОФ алгоритмами (рис. 5). Для обоих продуктов наблюдается хорошая корреляция: коэффициент детерминации R^2 равен 0,70 и 0,78 для Chl и TSM соответственно. Есть заметное смещение оценок: в случае Chl регрессионный алгоритм дает более высокие оценки в среднем на $0,6\text{ мг м}^{-3}$ (12–14 % от средней по региону величины), в случае TSM завышение ещё более заметное $0,9\text{ мг л}^{-1}$ или 25–34 % от средней по региону оценки. Наибольшее различие между алгоритмами наблюдается областях низких величин Chl ($< 2\text{ мг м}^{-3}$) и высоких значений TSM ($> 6\text{ мг л}^{-1}$). Надо заметить, что обе эти области относятся к тем, где практически не было натурных измерений. По данным прямых измерений минимальное значение $Chl = 1,2\text{ мг м}^{-3}$, максимальная величина $TSM = 5,5\text{ мг л}^{-1}$.

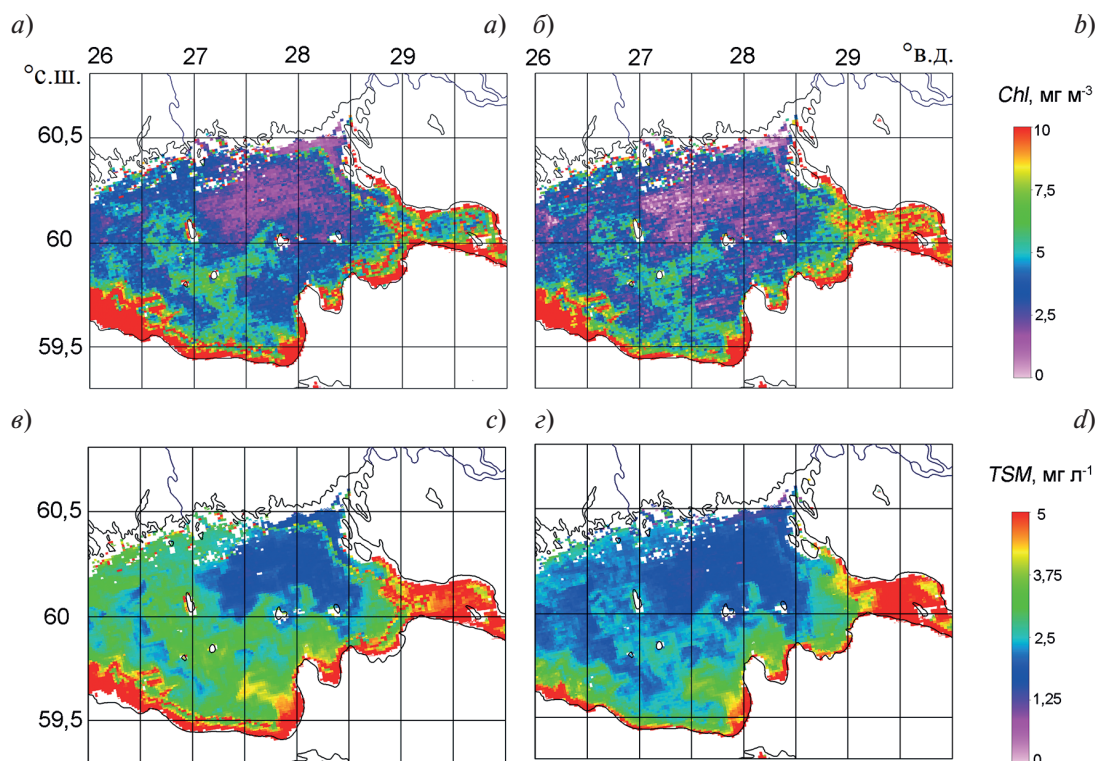


Рис. 4. Пространственные распределения концентрации Chl (а, б) и TSM (в, г), рассчитанные по данным MODIS-Aqua от 22 июля 2012 г. Слева (а, в) расчет проводился по регрессионным алгоритмам [5], справа (б, г) с использованием ЭОФ

Fig. 4. Spatial distributions of Chl (a, b) and TSM (c, d) concentration, which were calculated according to MODIS-Aqua data from July 22, 2012. On the left the calculation was carried out according to regression algorithms [2], on the right — using EOF

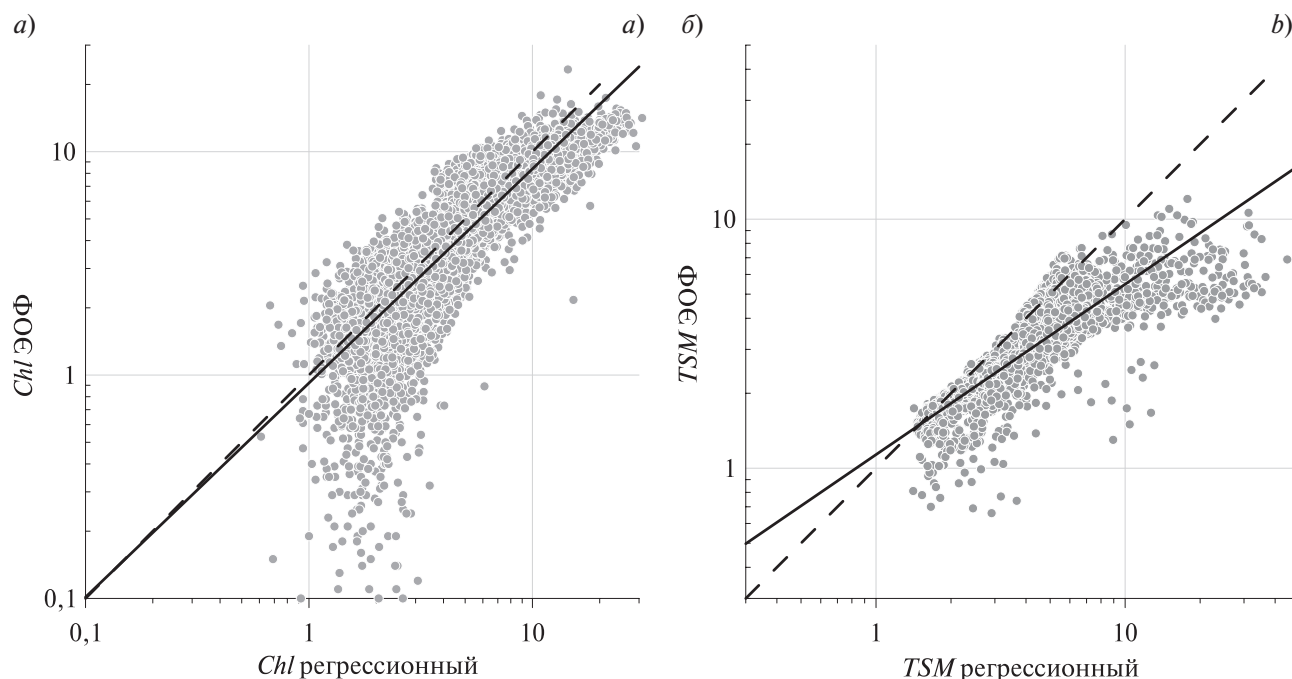


Рис. 5. Попиксельное сопоставление величин концентраций хлорофилла *Chl* (а) и взвеси *TSM* (б), рассчитанных алгоритмами [5] и с использованием ЭОФ по данным MODIS-Aqua от 22 июля 2012 г. для восточной части Финского залива (рис. 4). Пунктирная линия показывает идеальное соответствие 1:1, сплошная — линейную регрессию в логарифмическом масштабе

Fig. 5. Pixel-by-pixel comparison of chlorophyll *Chl* (a) and particulate matter *TSM* (b) concentration values, which were calculated by regression [2] and EOF algorithms according to MODIS-Aqua data from July 22, 2012 for the eastern part of the Gulf of Finland (Fig. 4). The dotted line shows a perfect fit 1:1, the solid line shows a linear regression on a logarithmic scale

Для уточнения алгоритмов и их валидации необходим более обширный массив данных натурных измерений. Для алгоритмов с использованием ЭОФ в случае концентрации взвеси практически не наблюдалось отрицательных значений ($< 0,03\%$), для концентрации *Chl* доля отрицательных величин составила $0,7\%$.

4. Заключение

Массив данных натурных измерений коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, проведенных одновременно с определением *Chl*, *TSM*, *Vcyan* в поверхностном слое воды, позволил исследовать возможность использования эмпирических ортогональных функций для разработки алгоритмов оценки биооптических характеристик воды. Оказалось, что в случае концентрации хлорофилла-*a* и взвеси, такие алгоритмы можно создать не только для гиперспектральных коэффициентов яркости моря $R_{rs}(\lambda)$, но для данных спутниковых сканеров цвета MODIS и OLCI. При этом ЭОФ алгоритмы для спутниковых каналов дают результаты не хуже, чем регрессионные [5], а для гиперспектральных ЭОФ даже лучше. То есть использование ЭОФ подхода для создания биооптических алгоритмов наиболее целесообразно при наличии гиперспектральных оптических данных. Для оценки биомассы цианобактерий методика применения ЭОФ в случае использования спутниковых каналов для современных сканеров цвета неприменима. Возможно, для *Vcyan* необходимо подобрать специальную комбинацию ЭОФ, как это было сделано для определения концентрации фикоцианина [14].

Так как спутниковые спектры яркости моря подвержены ошибкам атмосферной коррекции особенно значимым для коротковолновых каналов [21], было проведено исследование возможности исключения коротковолновых каналов MODIS в диапазонах 412–488 и 412–531 нм. Показано, что концентрация *Chl*, более чувствительна к таким изменениям, чем концентрация *TSM*. Валидация по данным MODIS показала, что алгоритмы для оценки *Chl* и *TSM* с использованием ЭОФ, дают результаты не хуже, чем регрессионные [5] и лучше всего при этом использовать коэффициенты разложения C_1^7 или C_1^{10} . Исключение четырех коротковолновых каналов (412–488 нм) заметно ухудшает соответствие между модельными и измеренными значениями. Но из-за плохих погодных условий валидация по спутниковым данным была выполнена всего лишь для 10-ти станций.

Тестовый расчет распределений концентрации *Chl* и взвеси *TSM* по данным MODIS-Aqua за 22 июля 2012 г. разными алгоритмами показал, что для обоих продуктов наблюдается хорошая корреляция: коэффициент детерминации R^2 равен 0,70 и 0,78 для *Chl* и *TSM* соответственно. Есть заметное смещение оценок: в случае *Chl* регрессионный алгоритм дает более высокие оценки в среднем на $0,6 \text{ мг м}^{-3}$ (12–14 % от средней по региону величины), в случае *TSM* завышение ещё более заметное $0,9 \text{ мг л}^{-1}$ или 25–34 % от средней по региону оценки. Наиболее заметное различие между алгоритмами наблюдается в областях низких величин *Chl* ($< 2 \text{ мг м}^{-3}$) и высоких значений *TSM* ($> 6 \text{ мг л}^{-1}$). Обе эти области относятся к тем, где практически не было натурных измерений. Следовательно, нет возможности, выяснить какой алгоритм даёт более достоверные оценки в этих областях. Для валидации алгоритмов и их возможной модификации необходим более обширный массив данных натурных измерений.

Благодарности

Авторы благодарят А.Н. Храпко, В.Р. Таскаева, Е.К. Ланге, Т.Р. Еремину за предоставленные результаты измерений, также анонимных рецензентов за внимательное прочтение текста статьи и полезные замечания.

Финансирование

Сопоставление данных судовых и спутниковых измерений выполнено в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0001), разработка алгоритмов для определения биооптических характеристик морской воды с использованием эмпирических ортогональных функции проведена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-10059). Грант предоставлен через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Funding

Comparison of shipborne and satellite measurements was carried out within the framework of the state task of the IO RAS (theme No. 0128-2021-0001), the development of algorithms for determining the biooptical characteristics of sea water using empirical orthogonal functions was carried out with the support of a grant from the Russian Science Foundation (theme No. 21-77-10059). The grant was provided through the Institute of Oceanology. P.P. Shirshov RAS.

Литература

1. Ершова А.А., Коробченкова К.Д., Агранова Ю.С. Оценка состояния Финского залива по индикаторам эвтрофирования ХЕЛКОМ // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 51. С. 137–149.
2. Кочеткова Е.С., Исаев А.В., Еремина Т.Р. Валидация регионального алгоритма для определения концентрации хлорофилла а в восточной части Финского залива по данным спутниковых измерений // Ученые записки РГГМУ. 2017. № 47. С. 43–48.
3. Kauppi P., Eremina T., Ershova A., Maximov A., Lips I., Lips U., Alasalmi H., Anttila S., Attila J., Bruun J., Kaitala S., Kallio K., Keto V., Kuosa H., Pitkänen H., Lange E. Chlorophyll a and phytoplankton blooms // The Gulf of Finland assessment. Reports of the Finnish Environment Institute. SYKE, 2016. N 27. P. 114–123.
4. Максимов А.А., Еремина Т.Р., Ланге Е.К., Литвинчук Л.Ф., Максимова О.Б. Режимная перестройка экосистемы восточной части Финского залива вследствие инвазии полихет *Marenzelleria arctica* // Океанология. 2014. Т. 54, № 1. С. 52–59. doi:10.7868/S0030157413060063
5. Vazyulya S., Khrapko A., Kopelevich O., Burenkov V., Eremina T., Isaev A. Regional algorithms for the estimation of chlorophyll and suspended matter concentration in the Gulf of Finland from MODIS-Aqua satellite data // Oceanologia. 2014. Vol. 56, № 4. P. 737–756. doi:10.5697/oc.56-4.737
6. Вазюля С.В., Копелевич О.В., Кочеткова Е.С., Ланге Е.К., Шеберстов С.В., Еремина Т.Р., Храпко А.Н. Региональные алгоритмы количественной оценки цветений цианобактерий в восточной части Финского залива по данным спутниковых сканеров цвета // Тезисы Четырнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М.: ИКИ РАН, 2016. 230 с.
7. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. / Под ред. О.В. Копелевича. М.: ИО РАН, 2018. 140 с. https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (дата обращения: 10.02.2022).
8. Обухов А.М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций // Известия академии наук СССР. Серия геофизика. 1960. № 3. С. 432–439.

9. Barnes B.B., Hu C., Cannizzaro J.P., Craig S.E., Hallock P., Jones D.L., Lehrter J.C., Melo N., Schaeffer B.A., Zepp R. Estimation of diffuse attenuation of ultraviolet light in optically shallow Florida Keys waters from MODIS measurements // *Remote Sensing of Environment*. 2014. Vol. 140. P. 519–532. doi:10.1016/j.rse.2013.09.024
10. Craig S.E., Jones C.T., Li W.K.W., Lazin G., Horne E., Caverhill C. Deriving optical metrics of coastal phytoplankton biomass from ocean colour // *Remote Sensing of Environment*. 2012. Vol. 119. P. 72–83. doi:10.1016/j.rse.2011.12.007
11. Qi L., Hu C., Duan H., Barnes B.B., Ma R. An EOF-based algorithm to estimate chlorophyll *a* concentrations in Taihu lake from MODIS land-band measurements: implications for near real-time applications and forecasting models // *Remote Sensing*. 2014. Vol. 6. P. 10694–10715. doi:10.3390/rs6110694
12. Мусеенко Г.С., Левашов С.Д. Применение эмпирических ортогональных функций при спутниковом мониторинге верхнего слоя морской воды // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 1. С. 42–49. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-1-42-49
13. Wozniak M., Bradtke K., Darecki M., Krezel A. Empirical model for phycocyanin concentration estimation as an indicator of cyanobacterial bloom in the optically complex coastal waters of the Baltic Sea // *Remote Sensing*. 2016. Vol. 8, N 3. 212. doi:10.3390/rs8030212
14. Soja-Wozniak M., Craig S.E., Kratzer S., Wojtasiewicz B., Darecki M., Jones C.T. A novel statistical approach for ocean colour estimation of inherent optical properties and cyanobacteria abundance in optically complex waters // *Remote Sensing*. 2017. Vol. 9, N4. P. 343–365. doi:10.3390/rs9040343
15. Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semi-analytical model // *Applied Optics*. 1998. Vol. 37. P. 6329–6338.
16. Артемьев В.А., Буренков В.И., Вортман М.И., Григорьев А.В., Копелевич О.В., Храпко А.Н. Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрорадиометр и его метрология // *Океанология*. 2000. Т. 40, № 1. С. 148–155.
17. Lange E. Plankton algae in ecological mapping of the Gulf of Finland // *Baltic Floating University Research Bulletin. UNESCO*, 2008. N 10. P. 28–32.
18. Ланге Е.К., Еремина Т.Р., Ершова А.А., Исаев А.В. Влияние термогалинного режима на структуру позднелетнего фитопланктона восточной части Финского залива Балтийского моря // *Морские биологические исследования: достижения и перспективы. Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, приуроченной к 145-летию Севастопольской биологической станции. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика*, 2016. Т. 2. С. 335–338.
19. Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H. Fluorometric determination of chlorophyll // *Journal du Conseil — Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*. 1965. Vol. 30. P. 3–15.
20. Шеберстов С.В. Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12, № 6. С. 154–161.
21. Mognane M.A., Jamet C., Loisel H., Vantrepotte V., Mériaux X., Cauvin A. Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11. 668. doi:10.3390/rs11060668
22. Glukhovets D., Kopelevich O., Yushmanova A., Vazyulya S., Sheberstov S., Karalli P., Sahling I. Evaluation of the CDOM Absorption Coefficient in the Arctic Seas Based on Sentinel-3 OLCI Data // *Remote Sensing*. 2020. Vol. 12, N 19. 3210. doi:10.3390/rs12193210

References

1. Ershova A.A., Korobchenkova K.D., Agranova Ju.S. Assessment of the state of the Gulf of Finland based on HELCOM indicators of eutrophication. *Uchenye Zapiski RGGMU*. 2018, 51, 137–149 (in Russian).
2. Kochetkova E.S., Isaev A.V., Eremina T.R. Validation of a regional algorithm for the chlorophyll *a* concentration determination in the eastern part of the Gulf of Finland with satellite measurements. *Uchenye Zapiski RGGMU*. 2017, 47, 43–48 (in Russian).
3. Kauppi P., Eremina T., Ershova A., Maximov A., Lips I., Lips U., Alasalmi H., Anttila S., Attila J., Bruun J., Kaitala S., Kallio K., Keto V., Kuosa H., Pitkänen H., Lange E. Chlorophyll *a* and phytoplankton blooms. *The Gulf of Finland assessment. Reports of the Finnish Environment Institute. SYKE*. 2016, 27, 114–123.
4. Maximov A.A., Eremina T.R., Lange E.K., Litvinchuk L.F., Maximova O.B. Regime shift in the ecosystem of the eastern Gulf of Finland caused by the invasion of the polychaete *Marenzelleria arctica*. *Oceanology*. 2014, 54(1), 46–53. doi:10.1134/S0001437013060052
5. Vazyulya S., Khrapko A., Kopelevich O., Burenkov V., Eremina T., Isaev A. Regional algorithms for the estimation of chlorophyll and suspended matter concentration in the Gulf of Finland from MODIS-Aqua satellite data. *Oceanologia*. 2014, 56(4), 737–756. doi:10.5697/oc.56–4.737

6. Vazyulya S.V., Kopelevich O.V., Kochetkova E.S., Lange E.K., Sheberstov S.V., Eremina T.R., Khrapko A.N. Regional algorithms for quantifying cyanobacteria blooms in the eastern part of the Gulf of Finland based on satellite color scanner data. *Abstracts of 14th All-Russian Open Conference "Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"*. Moscow, IKI, 2016, 230 (in Russian).
7. Kopelevich O.V., Saling I.V., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Karalli P.G., Yushmanova A.V. Biooptical characteristics of the seas washing the shores of the western half of Russia, according to satellite color scanners 1998–2017 / Ed. by O.V. Kopelevich. Moscow, SIO RAS, 2018. 140 p. https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (access date: 10.02.2022) (In Russian).
8. Obukhov A.M. On statistically orthogonal expansions of empirical functions. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geofizicheskaya*, 1960, 3, 432–439 (in Russian).
9. Barnes B.B., Hu C., Cannizzaro J.P., Craig S.E., Hallock P., Jones D.L., Lehrter J.C., Melo N., Schaeffer B.A., Zepp R. Estimation of diffuse attenuation of ultraviolet light in optically shallow Florida Keys waters from MODIS measurements. *Remote Sensing of Environment*. 2014, 140, 519–532. doi:10.1016/j.rse.2013.09.024
10. Craig S.E., Jones C.T., Li W.K.W., Lazin G., Horne E., Caverhill C. Deriving optical metrics of coastal phytoplankton biomass from ocean colour. *Remote Sensing of Environment*. 2012, 119, 72–83. doi:10.1016/j.rse.2011.12.007
11. Qi L., Hu C., Duan H., Barnes B.B., Ma R. An EOF-based algorithm to estimate chlorophyll a concentrations in Taihu lake from MODIS land-band measurements: implications for near real-time applications and forecasting models. *Remote Sensing*. 2014, 6, 10694–10715. doi:10.3390/rs61110694
12. Moiseenko G.S., Levashov S.D. Application of empirical orthogonal functions in satellite monitoring of the upper layer of sea water. *Sovremennye Problemy Distancionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2020, 17, 1, 42–49 (in Russian). doi:10.21046/2070-7401-2020-17-1-42-49
13. Wozniak M., Bradtke K., Darecki M., Krezel A. Empirical model for phycocyanin concentration estimation as an indicator of cyanobacterial bloom in the optically complex coastal waters of the Baltic Sea. *Remote Sensing*. 2016, 8(3), 212. doi:10.3390/rs8030212
14. Soja-Wozniak M., Craig S.E., Kratzer S., Wojtasiewicz B., Darecki M., Jones C.T. A novel statistical approach for ocean colour estimation of inherent optical properties and cyanobacteria abundance in optically complex waters. *Remote Sensing*. 2017, 9(4), 343–365. doi:10.3390/rs9040343
15. Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semi-analytical model. *Applied Optics*. 1998, 37, 6329–6338.
16. Artemiev V.A., Burenkov V.I., Vortman M.I., Grigoriev A.V., Kopelevich O.V., Khrapko A.N. Sea-truth measurements of ocean color: a new floating spectroradiometer and its metrology. *Oceanology*. 2000, 40(1), 139–145.
17. Lange E. Plankton algae in ecological mapping of the Gulf of Finland. *Baltic Floating University Research Bulletin*. UNESCO, 2008, 10, 28–32.
18. Lange E.K., Eremina T.R., Ershova A.A., Isaev A.V. Influence of thermohaline regime at late summer phytoplankton structure in the Eastern Gulf of Finland (Baltic Sea). *Morskiye biologicheskiye issledovaniya: dostizheniya i perspektivy. Proceedings of All-Russian conference with international participation devoted to 145-anniversary of Sevastopol biological station. Sevastopol', EKOSI-Gidrofizika*, 2016, 2, 335–338 (in Russian).
19. Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H. Fluorometric determination of chlorophyll. *Journal du Conseil — Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*. 1965, 30, 3–15.
20. Sheberstov S.V. System for batch processing of oceanographic satellite data. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, 12, 6, 154–161 (In Russian).
21. Mognane M.A., Jamet C., Loisel H., Vantrepotte V., Mériaux X., Cauvin A. Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor. *Remote Sensing*. 2019, 11, 668. doi:10.3390/rs11060668
22. Glukhovets D., Kopelevich O., Yushmanova A., Vazyulya S., Sheberstov S., Karalli P., Sahling I. Evaluation of the CDOM Absorption Coefficient in the Arctic Seas Based on Sentinel-3 OLCI Data. *Remote Sensing*. 2020, 12(19), 3210. doi:10.3390/rs12193210

Об авторах

ВАЗЮЛЯ Светлана Васильевна

Старший научный сотрудник лаборатории оптики океана, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60

ORCID ID: 0000-0001-7792-8489
e-mail: svershova@mail.ru

ШЕБЕРСТОВ

Сергей Валентинович

Старший научный сотрудник лаборатории оптики океана, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60

ORCID ID: 0000-0001-8489-2859
e-mail: sheberst@yandex.ru

УДК 551.464.797.9

© Е. А. Штрайхерт^{*1}, С. П. Захарков¹, П. А. Салюк¹, В. И. Пономарев¹, В. А. Артемьев², Д. И. Глуховец^{2,3},
А. А. Латушкин⁴, 2022

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

690041, ул. Балтийская, д. 43, г. Владивосток, Россия

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

³Московский физико-технический институт, 141700, Институтский переулок, д. 9, г. Долгопрудный, Россия

⁴Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия

*E-mail: straj@poi.dvo.ru

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХЛОРОФИЛЛА-А В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ В ДЕКАБРЕ 2019 Г. — ЯНВАРЕ 2020 Г. ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Статья поступила в редакцию 10.03.2022, после доработки 10.08.2022, принята в печать 05.09.2022

Аннотация

Получены горизонтальные и вертикальные распределения концентрации хлорофилла-а (Кхл) по маршруту 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Атлантическом океане в декабре 2019—январе 2020 г. Анализ данных наблюдений проводился для биогеохимических провинций, определяемых различными гидрометеорологическими условиями, при которых развивались фитопланктонные сообщества.

Применялось три метода измерений Кхл: стандартный экстракционный метод на пробах морской воды, флуориметрические измерения в проточной системе на ходу судна на глубине 5 м и погружные флуориметрические *in-situ* измерения на станциях. Использовались измерения температуры и солёности морской воды в проточной системе, CTD зондирования и буёв АРГО, а также данные измерений оптического зонда.

Наибольшие значения Кхл в приповерхностном слое океана наблюдаются в зонах дивергенции, в системах Канарского апвеллинга (CNRY) (1,3 мг/м³) и Фолклендского (Мальвинского) течения (4,8 мг/м³), а также в проливе Дрейка (1,2 мг/м³). Наименьшие значения Кхл (0,01–0,12 мг/м³) наблюдаются в тропических, экваториальных районах и в Южно-Атлантическом субтропическом антициклоническом круговороте (SASTG) по маршруту судна.

Обнаружены вертикальные профили Кхл с отсутствующим выраженным максимумом Кхл. В районе CNRY значение Кхл мало изменялось с глубиной во всей эвфотической зоне. А в районе Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка и в основной струе Фолклендского течения наблюдались квазиоднородные профили Кхл до глубины почти в 2 раза превышающей глубину эвфотической зоны.

В профилях с выраженным локальным максимумом Кхл наибольшее значение 3,5 мг/м³ наблюдается на глубине около 12 м в районе апвеллинга на Патагонском шельфе. В других районах глубина залегания максимума Кхл (0,2–0,9 мг/м³) варьируется в широких пределах от 25 до 120 м. В западной части района SASTG обнаружены абсолютные максимумы Кхл на глубине 120 м, что ниже эвфотической зоны до 100 м.

Ключевые слова: концентрация хлорофилла-а; температура; солёность; течения; вертикальная стратификация; эвфотическая зона; буи АРГО; климатические зоны; биогеохимические провинции; Атлантический океан

© Е. А. Shtraikhert^{*1}, S. P. Zakharkov¹, P. A. Salyuk¹, V. I. Ponomarev¹, V. A. Artemiev², D. I. Glukhovets^{2,3},
A. A. Latushkin⁴, 2022

¹VI. Iliev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, 690041, Baltiyskaya Str., 43, Vladivostok, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

³Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskiy Per., 9, Dolgoprudny, Moscow Region, Russia

⁴Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol, Russia

*E-mail: straj@poi.dvo.ru

Ссылка для цитирования: Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Салюк П.А., Пономарев В.И., Артемьев В.А., Глуховец Д.И., Латушкин А.А. Распределение содержания хлорофилла-а в Атлантическом океане в декабре 2019 г. — январе 2020 г. по данным судовых измерений при различных гидрометеорологических условиях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 97–113. doi:10.48612/fpg/9rxr-badt-2vde

For citation: Shtraikhert E.A., Zakharkov S.P., Salyuk P.A., Ponomarev V.I., Artemiev V.A., Glukhovets D.I., Latushkin A.A. The Chlorophyll-a Content Distribution in the Atlantic Ocean in December 2019 — January 2020 according to Ship Measurements at the Different Hydrometeorological Conditions. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 97–113.

doi:10.48612/fpg/9rxr-badt-2vde

THE CHLOROPHYLL-*a* CONTENT DISTRIBUTION IN THE ATLANTIC OCEAN IN DECEMBER 2019 — JANUARY 2020 ACCORDING TO SHIP MEASUREMENTS AT THE DIFFERENT HYDROMETEOROLOGICAL CONDITIONS

Received 10.03.2022; Revised 10.08.2022; Accepted 05.09.2022

Abstract

The horizontal and vertical chlorophyll-*a* concentrations (*Chl*) distributions along the ship route of 79th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in the Atlantic Ocean in December 2019—January 2020 were obtained. Analysis of the observations was conducted for the biogeochemical provinces which were determined by means of the different hydrometeorological conditions for the phytoplankton community functioning.

Three methods of *Chl* measurements were applied: standard extraction method of the seawater samples, the fluorometer underway measurements in the flow-through water system at the depth of 5 m and *in-situ* profiling fluorometer measurements at stations. Also, measurements of the seawater temperature and salinity in the flow-through water system, the CTD and optical profiling, and ARGO floats were used.

The maximum *Chl* values in the near-surface ocean layer are observed at zones of divergence in the Canary upwelling systems (CNRY) (1.3 mg/m³) and in the Falkland (Malvinas) Current system (4.8 mg/m³) and also in the Drake Strait (1.2 mg/m³). The least *Chl* values (0.01–0.12 mg/m³) are observed in the tropical, equatorial areas and in the South Atlantic Subtropical Anticyclonic Gyre (SASTG) at the ship route.

Vertical *Chl* profiles with absence of the significant *Chl* maximum were found. In the CNRY region the *Chl* values were not changed much within the euphotic zone. While in the region of the Antarctic Circumpolar Current in the Drake Strait and in the offshore stream of the Falkland Current the quasi-homogeneous *Chl* profiles were observed in the upper layer which is almost 2 times deeper than the euphotic zone.

In the profiles with the significant local *Chl* maximum the most *Chl* value of 3.5 mg/m³ is observed at the depth about 12 m in the upwelling region on the Patagonian Shelf. In other regions the depth of *Chl* maximum localization (0.2–0.9 mg/m³) varies widely from 25 to 120 m. In the western part of the SASTG region the absolute *Chl* maxima were found at the depth of 120 m, that is deeper, than the euphotic zone which is equal to 100 m.

Keywords: chlorophyll-*a* concentration, temperature, salinity, currents, vertical stratification, euphotic zone, ARGO floats, climatic zones, biogeochemical provinces, Atlantic Ocean

1. Введение

Концентрация хлорофилла-*a* (Кхл) служит одним из основных показателей первичной биопродуктивности морских экосистем. Между Кхл и первичной продукцией фитопланктона существует взаимосвязь [1]. Фитопланктон является первым звеном пищевой цепи. Развитие фитопланктонных сообществ в океане в основном зависит от наличия биогенных элементов, условий освещённости и особенностей гидродинамических процессов. Биогенные элементы вносятся в эвфотический слой океана материковым стоком, подъёмом вод с нижележащих слоёв и поступлением атмосферного аэрозоля на поверхность океана.

Известно, что для развития фитопланктонных сообществ важным является соотношение между глубиной верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и эвфотической зоной (ЭЗ — верхний слой воды, в котором производство кислорода за счет фотосинтеза превышает его затраты на дыхание водорослей, оценивается, как глубина, на которую поступает 1 % от падающей на поверхность моря фотосинтетически активной радиации (ФАР)) [2]. Этим соотношением определяется наличие двух основных компонентов — биогенных элементов и света, необходимых для развития фитопланктона. Положение нижней границы ЭЗ варьирует в зависимости от величины ФАР, падающей на поверхность моря, и прозрачности воды. ВКС зависит от многих факторов, основные из которых — изменение температуры и солёности, ветровое перемешивание [3]. От названных условий зависит изменчивость Кхл.

Вертикальные и горизонтальные движения вод оказывают большое влияние на распространение биогенных элементов и условия освещённости для клеток фитопланктона. Вертикальные движения вод возникают при конвективном и ветровом перемешивании, апвеллингах. Апвеллинги генерируются при сгонных ветрах, в зонах дивергенций, фронтальных зонах, вихревых образованиях [4]. В зоне умеренных широт в динамике развития фитопланктона проявляются весенний и осенний пики. Весеннее цветение фитопланктона начинается при прекращении вертикального перемешивания вод, уносящего его клетки за пределы зоны фотосинтеза. Осеннее цветение начинается при конвективном и ветровом перемешивании, разрушающем слой стратификации, и поэтому способствующем подтоку биогенных элементов из нижележащих слоёв. При приближении к высокоширотным районам весенний и осенний пики развития фитопланктона сливаются в один пик [5]. В тропической зоне океана сезонные колебания температуры почти

отсутствуют, и относительно устойчивая стратификация вод в пределах зоны фотосинтеза препятствует поступлению биогенных элементов из глубинных слоёв в верхние освещённые слои. Эта зона относится к самым малопродуктивным районам Мирового океана [6].

Распределение Кхл в Атлантическом океане исследовалось многими научными группами в районах Канарского апвеллинга, Патагонского шельфа, экваториальной дивергенции, антициклонических субтропических и циклонических тропических круговоротов, а также в различных течениях: экваториальных, Фолклендском (Мальвинское), Бразильском и др. [6–12]. В России можно отметить цикл работ Ведерникова В.И., Демидова А.Б. и Копелевича О.В. по трансатлантическим разрезам, выполненным в 2000-х гг., а за границей — программу Atlantic Meridional Transect (под руководством Aiken J.), по которой с 1995 г. проводятся практически ежегодные экспедиции в основном по маршруту от Великобритании до Фолклендских островов и обратно. Для изучения изменения развития фитопланктона используют разделение океана на биогеохимические районы [13–14]. Границы районов разделения изменяются в зависимости от гидрометеорологических условий на синоптическом, сезонном и межгодовом масштабах.

Несмотря на заметный вклад в изученность биопродукционных показателей Атлантического океана по данным предшествующих экспедиций, спутниковых измерений цвета океана и биооптических буёв АРГО, задача получения новой информации о функционировании фитопланктонных сообществ, в зависимости от изменения гидрометеорологических условий на разных временных масштабах, включая изменения климата, является актуальной.

Целью исследования является характеристика горизонтального и вертикального распределения Кхл по маршруту 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» с учётом гидрометеорологических условий в Атлантическом океане в декабре 2019 г. — январе 2020 г.

2. Данные и методы

Для достижения цели исследования использовались данные экспедиционных приповерхностных и вертикальных измерений Кхл, ослабления света, температуры и солёности воды, а также вертикальные профили температуры и солёности вод буёв АРГО.

2.2. Судовые измерения

Судовые измерения выполнены на ходу судна с помощью проточной системы [15] и на станциях с помощью погружаемых гидрологических зондов.

Пробы морской воды для определения Кхл отбирались разными способами: с использованием 1) проточной системы; 2) пластиковых 5 л батометров Нискина, как отдельно опускаемых, так и входящих в систему Carousel Water Sampler; 3) ныряющего батометра, представляющего из себя толстостенную бутылку из нержавеющей стали, закрываемую резиновой пробкой. Ныряющий батометр в условиях рейса позволял отбирать пробы воды на ходу судна при волнении до 5 баллов с глубины 0–1 м. Отбор глубоководных проб осуществлялся на гидрологических станциях, т. е. способом 2.

2.2.1. Определение концентрации хлорофилла-*a* экстрактным методом

Кхл в клетках фитопланктона определялась стандартным экстрактным спектрофотометрическим методом. Этот метод основан на анализе спектров поглощения экстракта хлорофилла-*a* в 90 % ацетоне [16]. Кхл определялась по оптическим плотностям экстракта хлорофилла, измеренным на трёх длинах волн на спектрофотометре Shimadzu UV-2600, по формуле Джеффри–Хамфри [17] и приведённой в ГОСТе [18]:

$$C_{\text{хл.}a} = (11,85 * D_{664} - 1,54 * D_{647} - 0,08 * D_{630}) * \frac{V_{\text{экстр}}}{V_{\text{ф}}}$$
, где $C_{\text{хл.}a}$ — концентрация хлорофилла-*a*; D_{664} , D_{647} , D_{630} — оптическая плотность экстракта в белых на длинах волн 664, 647, 630 нм; $V_{\text{экстр}}$ — объём экстракта, находящегося в измерительной кювете; $V_{\text{ф}}$ — объём профильтрованной воды в пробе.

Точность этого метода зависит от абсолютной величины $K_{\text{хл}}$ [19]. Так, например, для значений $K_{\text{хл}}$, равных 1, 0,5 и 0,1 мг/м³ ошибка их определения составляет соответственно 7 %, 15 % и 35 % от значения $K_{\text{хл}}$. Результаты определений согласно ГОСТу [18] могут быть использованы для калибровки непрямых методов оценки содержания хлорофилла-*a*.

Для этого метода проба воды объемом 0,5–1 л пропускалась через фильтры ФМНЦ (фильтр мембранный нитрат целлюлозный) с диаметром пор 0,65 мкм. Фильтр подсушивался при комнатной температуре несколько часов. Затем одна половина фильтра экстрагировалась в течение суток в холодильнике при температуре 4–5 °С для экспресс-анализа на борту судна с помощью спектрофлуориметра Cary Varian

по аналогии с методикой, использовавшейся в работе [20]. А вторая половина фильтра замораживалась и хранилась при температуре -18°C для последующей обработки в лаборатории на берегу с помощью спектрофотометра с целью валидации флуориметрических измерений Cary Varian, выполненных на борту судна.

2.2.2. Проточная система

С помощью проточной системы на ходу судна были измерены интенсивности флуоресценции хлорофилла-*a* и окрашенного растворенного органического вещества в морской воде, температура и соленость морской воды с глубины 5 метров с интервалом 5–60 с. Подробно используемая проточная система описана в работе [15]. Значения интенсивности флуоресценции хлорофилла-*a* были переведены в Кхл по данным стандартных определений экстрактным методом ($R^2 = 0,77$; $N = 53$ точки).

2.2.3. Вертикальные профили и определение глубины эвфотического слоя

Вертикальные профили температуры, солености и Кхл измерены тремя приборами: 1) гидрологический зонд SBE-911 SeaBird (далее — CTD-P) с датчиком флуоресценции SeaPoint, прикрепленный к зонду “Розетт”; 2) универсальный малогабаритный прозрачномер ПУМ-200 (далее — ПУМ) [21] с миниатюрным флуориметром Chelsea Minitracka II и датчиком температуры; 3) гидробиофизический мультипараметрический комплекс «Кондор» (далее — CTD).

Все измерения, выполненные флуоресцентными датчиками, были откалиброваны на значения Кхл, определенные стандартным экстрактным методом ($R^2 = 0,76$; $N = 87$ точек для SeaPoint; $R^2 = 0,64$; $N = 60$ точек для Chelsea Minitracka II).

Прибор ПУМ позволял измерять коэффициенты ослабления света морской водой (ϵ_0) на длине волны 530 нм, из которых с помощью модельного соотношения $Z_{eu} = 102,7 * \exp(-2,407 * \epsilon_0(530)) + 29,1$ оценивалась глубина ЭЗ (Z_{eu}) [22].

2.3. Буи АРГО

Для дополнительной информации о вертикальной структуре температуры и солёности морской воды использовались данные буёв АРГО (<http://dataselection.euro-argo.eu>).

В табл. 1 приводится информация о зондированиях буёв АРГО (дата, координаты, номер буя АРГО), данные которых взяты для рассмотрения. Для их сопоставления с данными судовых зондирований в табл. 1 также приводится информация о ПУМ- и CTD-зондированиях.

Таблица 1

Table 1

Информация о буях АРГО, данные которых использованы совместно с данными судовых зондирований, для изучения гидрологических особенностей районов исследования

Information about the ARGO floats. Their data were used together with the data of ship CTD profiling to study the hydrological features of the investigation regions

Способ зондирования	Номер буя АРГО	Дата	Широта	Долгота
Район CNRY				
Зондирование на судовой станции 13 (ПУМ, CTD-P)	—	16.12.2019	22,74°с.ш.	20,47°з.д.
Зондирование на судовой станции 15 (ПУМ, CTD-P)	—	17.12.2019	20,17°с.ш.	21,17°з.д.
АРГО	3901972	18.12.2019	24,11°с.ш.	21,37°з.д.
Район ЕС и TRA				
Зондирование на судовой станции 35 (ПУМ, CTD)	—	23.12.2019	0,0	25,97°з.д.
Зондирование на судовой станции 37 (ПУМ, CTD)	—	23.12.2019	0,8°ю.ш.	25,97°з.д.
АРГО	7900508	24.12.2019	1,54°ю.ш.	24,05°з.д.
Район SASTG				
Зондирование на судовой станции 51 (ПУМ, CTD-P)	—	01.01.2020	28,5°ю.ш.	37,58°з.д.
Зондирование на судовой станции 52 (ПУМ, CTD-P)	—	03.01.2020	30,57°ю.ш.	38,87°з.д.
АРГО	1902061	31.12.2019	29,87°ю.ш.	38,69°з.д.
Район ANTA				
Зондирование на судовой станции 63 (CTD-P)	—	17.01.2020	56,85°ю.ш.	67,14°з.д.
Зондирование на судовой станции 65 (ПУМ, CTD-P)	—	17.01.2020	58,67°ю.ш.	65,98°з.д.
АРГО	5903672	18.01.2020	56,96°ю.ш.	59,88°з.д.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Район исследований

Исследования, представленные в работе, выполнены по данным 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» после выхода из пролива Ла-Манш и до пролива Дрейка до 60° ю.ш. На рис. 1 показан район исследования и гидробиологические станции, которые были выполнены в период с 07.12.2019 по 17.01.2020 как на ходу судна, так и на гидрологических станциях.

Маршрут судна с экспедиционными исследованиями в Атлантике проходил через районы системы Канарского апвеллинга, Северно-Атлантического циклонического тропического круговорота и экваториальной области, Южно-Атлантического антициклонического субтропического круговорота, Фолклендского течения и зоны его взаимодействия с Бразильским течением, Патагонского шельфа и пролива Дрейка.

Для анализа распределения содержания хлорофилла-*a* вдоль маршрута судна эта область была разделена на биогеохимические провинции в соответствии с [13] (рис. 1). Подобное разделение на такие районы используется различными исследователями с небольшими модификациями [7, 8, 14, 23], поскольку границы провинций не являются фиксированными и меняются в зависимости от гидрометеорологических условий. В наших исследованиях отдельные границы изменены в соответствии с результатами работ [24, 25], в которых водные массы разделены по фронтальным разделам, а также на основе наших результатов измерений Кхл и гидрологических характеристик.

В табл. 2 приведен список анализируемых биогеохимических провинций, перечень гидробиологических станций, значения Кхл и гидрологических характеристик, а также даны особенности вертикальных профилей и глубина ЭЗ.

Рис. 1. Расположение гидробиологических станций по маршруту 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в биогеохимических провинциях: NASTG — Северо-Атлантический субтропический антициклонический круговорот; CNRY — система Канарского апвеллинга; NATRE — восточная часть Северо-Атлантического тропического циклонического круговорота; CNZ — зона между CNRY и NATRE; TRA — тропическая область Атлантики; EC — экваториальное течение; SASTG — Южно-Атлантический субтропический антициклонический круговорот; FBC — зона взаимодействия Фолклендского (Мальвинского) и Бразильского течений; FKLD — система Фолклендского течения и Патагонского шельфа; SSTC — южная субтропическая зона конвергенции; SANT и ANTA — субантарктические и антарктические воды. Красным подчеркнуты номера станций, на которых измерены вертикальные профили биооптических и гидрологических характеристик

Fig. 1. Location of hydrobiological stations at the ship route of 79th cruise of R/V «Akademik Mstislav Keldysh» in biogeochemical provinces: NASTG — the North Atlantic Subtropical Anticyclonic Gyre; CNRY — system of the Canary upwelling; NATRE — eastern part of the North Atlantic Tropical Cyclonic Gyre; CNZ — the zone between CNRY and NATRE; TRA — the tropical Atlantic area; EC — the Equatorial Current; SASTG — the South Atlantic Subtropical Anticyclonic Gyre; FBC — zone of interaction between the Falkland (Malvinas) and the Brazil Currents; FKLD — the Falkland Current and the Patagonian Shelf system; SSTC — the South Subtropical zone of convergence; SANT and ANTA — the Sub-Antarctic and Antarctic waters. The stations numbers where the vertical profiles were measured are underlined by red color

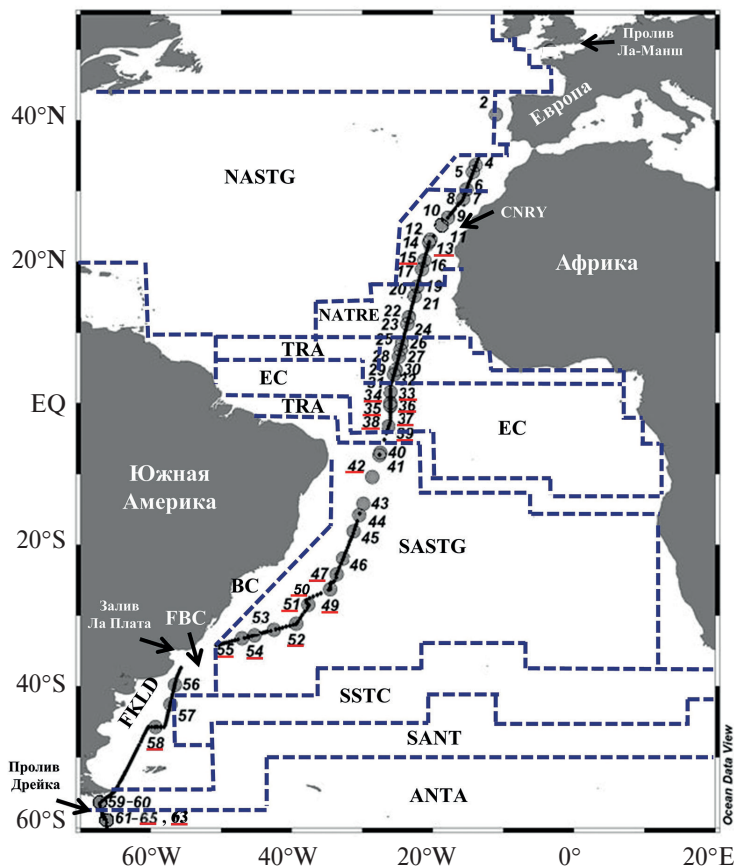


Таблица 2

Table 2

Биогеохимические провинции по маршруту 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», измеренные Кхл, гидрологические характеристики и особенности вертикального распределения Кхл. Знак «—» означает отсутствие измерений

Biogeochemical provinces at the ship route of 79th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” and the measured chlorophyll-*a* concentrations (*Chl*), hydrological characteristics and *Chl* vertical distribution features

Биогеохимические провинции	Границы района по широте и номера станций	Характеристики приповерхностного слоя (Кхл, температура, солёность)	Особенности вертикального распределения Кхл и значения максимума Кхл	Глубина залегания максимума Кхл и глубина эвфотической зоны (ЭЗ)
CNRY и восточная периферия NASTG	43–18°с.ш.; 2–17 ст.	0,1–1,2 мг/м ³ 20–22 °C 35,7–36,5 ‰	квазиоднородный профиль до 60 м с Кхл 0,3 и 0,4 мг/м ³	нет выраженного максимума Кхл / ЭЗ 70–90м
CNZ	18–16°с.ш.; 19–20 ст.	1,7 мг/м ³ 22–25 °C 35–35,7 ‰	—	—
NATRE	16–10°с.ш.; 21–24 ст.	0,1–0,5 мг/м ³ 26,4–28,2 °C 35,2–36,2 ‰	—	—
TRA	9–1,5°с.ш., 1,5–5°ю.ш. 25–32 ст, 39 ст.	0,04–0,09 мг/м ³ 28,5–27,9 °C 35,2–36,2 ‰	—	—
EC	1,5°с.ш. – 1,5°ю.ш.; 33–38 ст.	0,03–0,12 мг/м ³ 27,9 °C 36,2 ‰	0,5–0,7 мг/м ³	45–75м / ЭЗ 90м
SASTG	7–34°ю.ш.; 40–55 ст.	0,01–0,08 мг/м ³ 22–28,5 °C 36–37,2 ‰	1) 0,2 мг/м ³ 2) 0,3–0,6 мг/м ³	1) 115–120м / ЭЗ 95–100м 2) 85–95м / ЭЗ 92м
FBC	34–39° ю. ш.	0,1–0,9 мг/м ³ 18–25 °C 29,5–36,9 ‰	—	—
FKLD	39–54°ю.ш.; 56–58 ст.	0,2–4,8 5–18 °C 33–34 ‰	1) квазиоднородный профиль до 100 м с Кхл ~0,6 мг/м ³ 2) 0,9 мг/м ³ 3) 3,5 мг/м ³	1) нет выраженного максимума Кхл / ЭЗ 60м 2) 25м / ЭЗ 50м 3) 12м / ЭЗ 30м
SANT	55–56,6°ю.ш.; 59–60 ст.	0,5–1,1 мг/м ³ 1–7 °C 33,9–34,1 ‰	—	—
ANTA	56,6–59°ю.ш.; 61–65 ст.	0,2–1,2 мг/м ³ 1–3 °C 34–34,3 ‰	квазиоднородный профиль со значением около 0,5 мг/м ³ до 125 м	нет выраженного максимума Кхл / ЭЗ 75м

3.2. Распределение концентрации хлорофилла-а в приповерхностном слое

На рис. 2 приводятся результаты лабораторных измерений Кхл в приповерхностном слое и измерения Кхл, температуры, солёности вод вдоль маршрута судна, выполненные в проточной системе на глубине 5 м, усредненные в интервалах 10 мин. Также на нём показано разделение на области в соответствии с выделенными биогеохимическими провинциями.

Наибольшие Кхл в приповерхностном слое для каждого из районов составляли следующие значения: в районах системы Канарского апвеллинга (CNRY) и в восточной периферии Северо-Атлантического субтропического антициклонического круговорота (NASTG) — 1,3 мг/м³, в области CNZ между восточной частью Северо-Атлантического тропического циклонического круговорота (NATRE) и CNRY — 1,7 мг/м³, в районе NATRE — 0,5 мг/м³, в тропической Атлантике (TRA) — 0,09 мг/м³, в окрестности экваториального течения (EC) — 0,12 мг/м³, в западной части Южно-Атлантического субтропического антициклонического круговорота (SASTG) — 0,08 мг/м³, в зоне взаимодействия Фолклендского и Бразильского течений (FBC) —

0,9 мг/м³, в районе системы Фолклендского течения и Патагонского шельфа (FKLD) — 4,8 мг/м³, в субантарктических водах (SANT) — 1,1 мг/м³, и антарктических водах (ANTA) — 1,2 мг/м³. Среди них наибольшие значения приходились на район FKLD. Для дальнейшего анализа отдельно рассмотрим районы с высокими Кхл (от 0,9 мг/м³) и низкими Кхл (до 0,5 мг/м³).

3.2.1. Районы с высокими значениями концентрации хлорофилла-а

В районе CNRY в период исследований в декабре 2019 г. маршрут судна проходил вне зоны прибрежно-го Канарского апвеллинга, но периодически пересекал зоны локальных апвеллингов [11] в общей системе района CNRY. Район CNRY характеризовался температурами вод 20–22 °С и относительно высокой их солёностью 35,7–36,5 ‰.

Относительно высокое значение Кхл в области CNZ между районами CNRY и NATRE, по-видимому, являлось следствием взаимодействия Северно-Атлантического экваториального течения и Мавританского течения [23]. В области CNZ диапазон температур 22–25 °С был выше, чем в районе CNRY, а солёность 35–35,7 ‰ ниже.

В зоне FBC помимо взаимодействия Бразильского и Фолклендского течений происходит выход распресненных вод из залива Ла-Плата [26]. В этом районе диапазон температур находился в пределах 18–25 °С, а минимальное значение диапазона солёности 29,5–36,9 ‰ было заметно снижено.

Динамика вод района FKLD характеризуется чередованием зон дивергенции (расходимость векторов системы Фолклендского течения) и конвергенции (сходимость векторов течения), соответствующих зонам апвеллинга и даунвеллинга [27], а также пересечением районов высокой биопродуктивности на Патагонском шельфе.

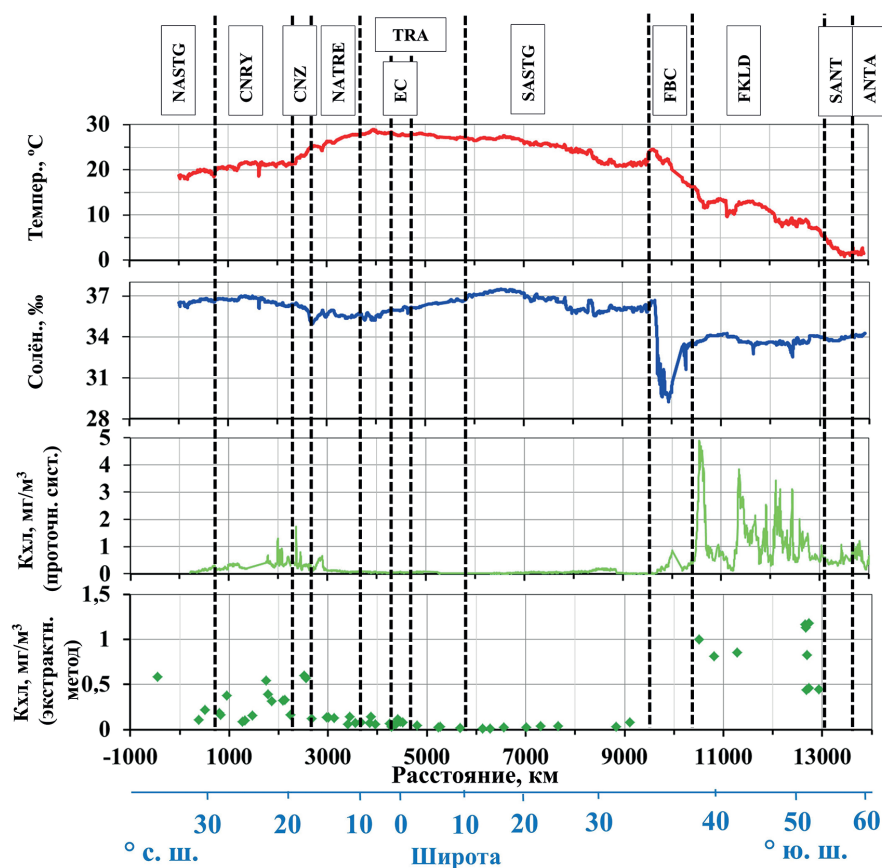


Рис. 2. Пространственное распределение Кхл (данные проточной системы — зелёная линия, данные экстрактивного метода — тёмно-зелёные ромбики), температуры (красная линия), солёности (синяя линия) в приповерхностном слое вод вдоль маршрута 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Пунктирные линии показывают разграничение данных по биогеохимическим провинциям, обозначение которых приведено в верхнем ряду, а расшифровка названий в подписи к рис. 1.

Fig. 2. The spatial distribution of water temperature (red line), salinity (blue line), *Chl* (data of the flow-through water system are shown by the green line, data of extractive method — the dark green rhombuses) at the near-surface water layer at the ship route of 79th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh”. Dotted lines show the borders between data of biogeochemical provinces. Indications for these biogeochemical provinces are given in upper row and their explanation — in the title to fig. 1.

Субантарктический и антарктический районы (SANT и ANTA) подвержены влиянию Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), состоящего из нескольких струй [28], изменчивость положения которых может приводить к образованию зон дивергенции. Диапазон температур и солёностей в этих районах находился в пределах 1–7 °С; 33,9–34,1 ‰ и 1–3 °С; 34–34,3 ‰.

3.2.2. Районы с низкими значениями концентрации хлорофилла-а

Низкие значения Кхл в приповерхностном слое вод были выявлены в районах NATRE, TRA, ЕС, а также в SASTG (табл. 2). В экваториальном районе значения Кхл составляют 0,03 мг/м³ у границ области ЕС (1,5°с.ш. и 1,5°ю.ш.) и увеличиваются к экватору до 0,12 мг/м³ (ст. 35) за счёт дивергенции течений в этом районе [29]. Наиболее низкие значения Кхл наблюдались в районе SASTG (0,01–0,08 мг/м³).

Экваториальная и тропическая области характеризовались высокими значениями температуры и солёности вод, соответственно, около 27,9–28,5 °С и 35,2–36,9 ‰. Тёплая менее плотная вода на поверхности препятствовала обменным процессам верхних слоёв с глубинными водами, обогащёнными питательными веществами. Поэтому Кхл у поверхности в этих районах имеют низкие значения. Район SASTG также характеризовался относительно высокой солёностью вод около 36–37,2 ‰. Но температура вод при удалении от экватора постепенно снижалась, от 28,5 до 22 °С. Низкие значения Кхл в SASTG объяснимы опусканием питательных веществ и клеток фитопланктона в глубинные слои воды в результате даунвеллинга [10].

3.3. Вертикальное распределение концентрации хлорофилла-а

В районе CNRY на вертикальных профилях температуры, солёности вод (судовых и АРГО), а также показателя ослабления света и Кхл верхний квазиоднородный перемешанный слой океана достигает глубины 75 м. Оптические характеристики на представленных профилях мало меняются по вертикали со средним значением Кхл 0,4 мг/м³ на ст. 13 и 0,3 мг/м³ на ст. 15 до глубины 70 м в пределах эвфотической зоны. Ниже они плавно уменьшаются до нулевых значений на глубинах около 90 м вследствие лимитации в освещённости (рис. 3).

В области ЕС в пределах ±1° по широте (ст. 33–37) на глубинах 45–75 м наблюдался максимум Кхл, достигающий значений 0,5–0,7 мг/м³. Он находится в окрестности верхней границы подповерхностного холодного противотечения Ломоносова, движущегося на восток, примерно на глубине 50–200 м [30]. Причём в районе 0,5–1°с.ш. (ст. 33, 34) этот пик располагался на глубине около 50 м, а на 0,5–1,5° ю.ш. на глубине 70–75 м.

На станции 39, расположенной по широте на 3,3°, максимум Кхл наблюдался на глубине 70 м. Он был с заметно более низким значением (около 0,2 мг/м³), чем на ст. 36 и 37, расположенных в пределах 1°ю.ш. На экваторе (ст. 35) максимум Кхл был расположен на глубине около 60 м, составляя значение около 0,5 мг/м³. Профили Кхл и показателя ослабления света практически совпадали. Это указывает на то, что причиной ослабления света водой был в основном фитопланктон.

Эти глубины залегания максимума Кхл соответствовали глубине термоклина в районах 0,5–1°с.ш. (ст. 33, 34) и 0,5–1,5°ю.ш. (ст. 36, 37, профиль буя АРГО) (рис. 3, табл. 2). Солёность вод на поверхности в области экватора по данным вертикальных профилей составляла около 35,9 ‰, увеличиваясь к 75 м до 36,3–36,6 ‰ (ст. 35, 37, АРГО) и до 36 ‰ на ст. 33. Глубже 75 м она уменьшалась и составляла на глубине 120 м 35,4 ‰ для всех рассмотренных профилей.

Вдоль экватора солнечное излучение не является ограничивающим фактором, Кхл отражает воздействие потока питательных веществ в перемешанном слое за счёт экваториального апвеллинга [31]. Он возникает под влиянием пассатных ветров и имеет сезонное проявление. Первичное цветение фитопланктона в экваториальной области отмечается в июле-августе, а вторичное — в декабре-январе, что совпадает с периодом проведения 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Причём, как правило, вторичное цветение фитопланктона в 2 раза менее интенсивное по сравнению с первичным [32].

Вертикальные распределения Кхл в районе SASTG отличались от распределений в районе экватора заглублением максимума Кхл до глубин 85–120 м (рис. 3). Причём на станциях на западной периферии круговорота глубинный максимум Кхл (ГМХ) располагался выше (85–95 м, ст. 52, 53, 54), чем на станциях, смещённых в северо-восточном направлении (115–120 м, ст. 42, 51). Значения Кхл в максимуме периферийных станций также были выше (около 0,25–0,4 мг/м³) по сравнению со станциями (ст. 42, 51), где максимум Кхл не превышал 0,2 мг/м³. Похожие результаты получены в работе [10]. Как и для рассмотренных уже районов CNRY, ЕС профили Кхл и показателя ослабления света были схожи. Поэтому ослабление света водой определялось в основном фитопланктоном.

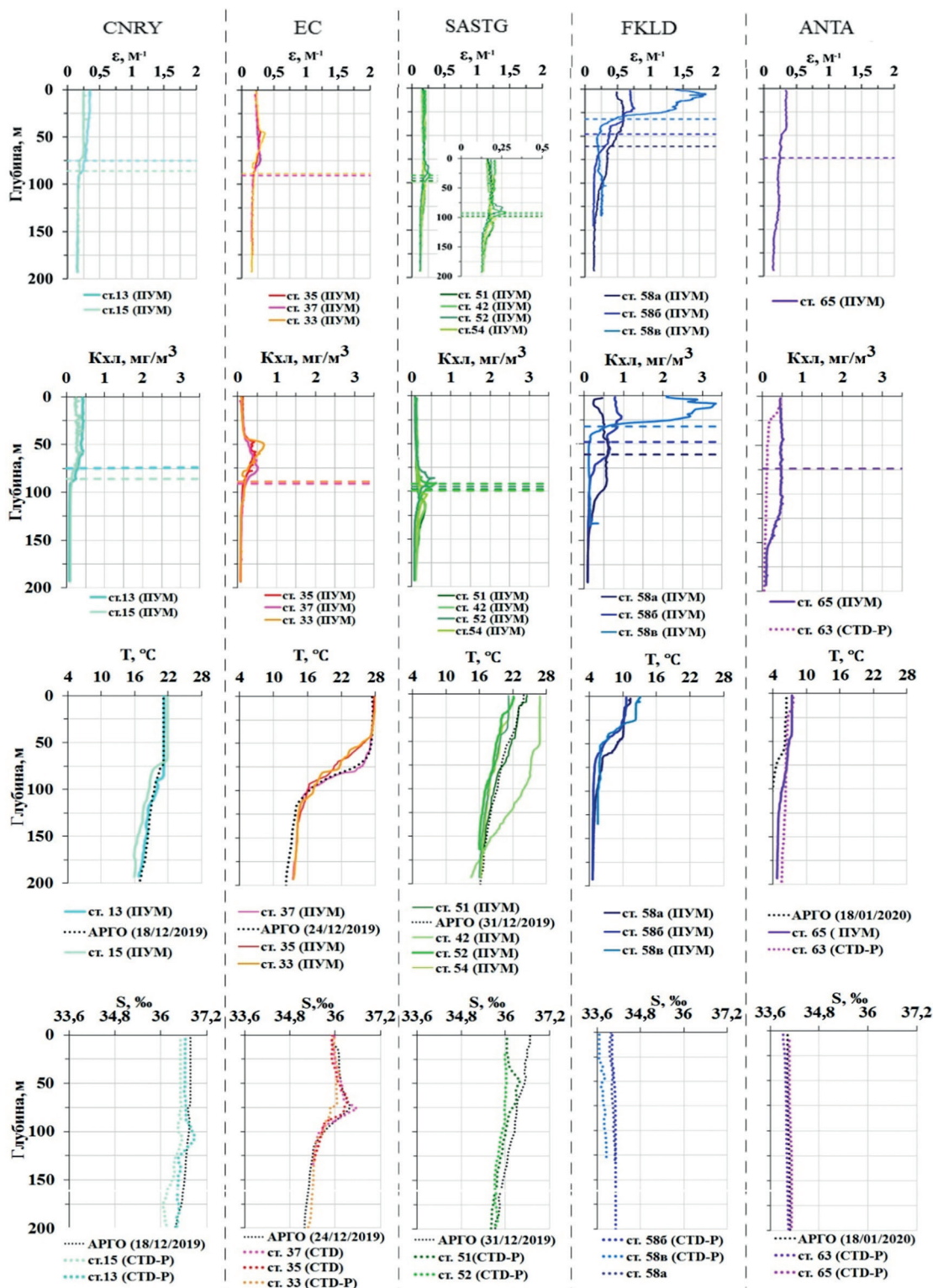


Рис. 3. Вертикальное распределение показателя ослабления света морской водой (ϵ), Кхл, температуры, солёности вод в биогеохимических провинциях Атлантического океана CNRY, EC, SASTG, FKLD, ANTA, через которые проходил маршрут 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Названия этих провинций приведены в подписи к рис. 1. К каждой серии представленных вертикальных профилей снизу указывается источник данных зондирования (АРГО или судовой прибор, см. табл. 1)

Fig. 3. Vertical profiles of the water *Chl*, temperature, salinity in biogeochemical provinces of the Atlantic Ocean (CNRY, EC, SASTG, FKLD, ANTA), which were crossed by the route of 79th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh”. Indications for these provinces are given in the title to fig. 1. The information about profile data source (ARGO or ship device, see table 1) is given under each figure

Температура и солёность воды в этом районе, как правило, уменьшались с глубиной: температура с 21–27 °С на поверхности до 15–16 °С на 175 м, а солёность с 36–36,6 ‰ на поверхности до примерно 35,7 ‰ на 175 м. На ст. 51 структура профиля солёности вод была подобна профилю в экваториальной области, т. е. солёность увеличивалась к глубине 50 м после чего уменьшалась (рис. 3). В распределениях температуры на некоторых станциях наблюдались небольшие скачки на глубине 8–50 м. Однако их наличие никак не связывалось с Кхл, которая оставалась близкой к нулю.

Обращает на себя внимание тот факт, что на ст. 42 и 51 максимум Кхл (на глубинах 115–120 м) находится ниже глубины ЭЗ (около 100 м). При этом в более высоких слоях на глубинах около 60 м есть выраженный сезонный термоклин, где теоретически мог бы задерживаться и развиваться фитопланктон. Наблюдаемое распределение Кхл связано с низким содержанием биогенных элементов в приповерхностном слое в районе SASTG [10]. Кроме того, поскольку измерения проведены в Южном полушарии примерно на 28° ю.ш. летом, то абсолютные значения ФАР являются достаточными для нормального функционирования фитопланктона даже на таких больших глубинах за счёт высоких значений падающего ФАР на морскую поверхность, и за счёт прозрачности морской воды, которая позволяет свету глубоко распространяться.

В районе FKLD вертикальные профили Кхл, температуры и солёности вод получены в зоне действия основной струи Фолклендского течения (ст. 58а в центре струи и ст. 58б в западной части струи) и в зоне апвеллинга (ст. 58в), возникающем за счёт дивергенции в районе взаимодействия прибрежной струи Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа [26, 33]. В первом случае высокие значения Кхл наблюдаются до глубин примерно 100 м и 60 м, что связано с чередованием зон дивергенции и конвергенции в системе Фолклендского течения. Во втором случае основное содержание клеток фитопланктона сосредоточено в верхних 30 м в ЭЗ с максимумом Кхл около 3,5 мг/м³, что связано с их развитием в зоне апвеллинга, где происходит поднятие пикноклина и поступление биогенных веществ из нижележащих слоев. Профили Кхл и показателя ослабления света на ст. 58б, 58в были идентичны между собой, а на ст. 58а ослабление света от 60 м глубины к поверхности увеличивалось, Кхл при этом уменьшалась. Это свидетельствует о заметном вкладе в ослабление света помимо фитопланктона других оптически активных компонентов (взвешенных частиц, органического вещества). Опускание вод прослеживалось также по профилю температуры. Температура и солёность на шельфе на поверхности были около 12 °С и 33,6 ‰. Квазиоднородный профиль температуры вод около 10 °С до 45 м наблюдался по центру Фолклендского течения. Ниже 45 м температура вод резко уменьшалась до примерно 6 °С на глубине 65 м. При этом солёность вод медленно увеличивалась с глубиной с примерно 33,97 ‰ на поверхности к 34,1 ‰ на 65 м.

В проливе Дрейка (в пределах районов SANT и ANTA) измерения вертикальных профилей выполнены в зоне струйных течений АЦТ, положение которых изменяется во времени [28]. Такая изменчивость струй может приводить к образованию мощных зон дивергенции и конвергенции, и соответствующим поднятиям, и опусканиям водных масс. По-видимому, такой эффект наблюдается на представленных профилях на рис. 3, где на ст. 63 максимум Кхл составляет около 0,5 мг/м³ в приповерхностном слое и далее он уменьшается в пределах 25 м. А на ст. 65 такое же приповерхностное значение Кхл около 0,5 мг/м³ не меняется с глубиной до горизонта 125 м, что значительно ниже глубины ЭЗ, которая составила 75 м. Немного повышенное над однородным профилем значение показателя ослабления света до 50 м (область термоклина), по-видимому, вызвано влиянием взвеси, удерживаемой в этом слое при стратификации вод после небольшого их прогрева.

Таким образом, с высокой вероятностью вертикальное распределение Кхл на ст. 65 определяется гидродинамическими процессами, а не физиологическими закономерностями развития фитопланктонных сообществ. Похожий тип распределения, имеющий повышенные Кхл с заглублением вод, наблюдается на ст. 58а в центре основной струи Фолклендского течения.

3.4. Сопоставление результатов о распределении концентрации хлорофилла-а

В данном разделе проводится сопоставление особенностей распределения Кхл, полученных в нашем исследовании (табл. 2), и ранее научными группами в других рейсах (табл. 3).

Ниже приведём характеристику Кхл, полученную в нашем исследовании.

В приповерхностном слое океана максимальные значения Кхл (1–5 мг/м³) обнаружены в районах дивергенции вод, в системах Канарского апвеллинга и Фолклендского течения. Минимальные значения Кхл (0,01–0,08 мг/м³) зарегистрированы в западной части Южно-Атлантического субтропического антициклонического круговорота, что вероятно обусловлено процессами прогрева верхнего слоя океана и даунвеллингом вод, которые препятствуют поступлению питательных веществ из нижележащих слоёв.

Таблица 3

Table 3

Информация о Кхл из литературных источников в биогеохимических провинциях по маршруту 79-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». Знак «—» означает отсутствие сведений

From the literary sources the information about the chlorophyll-*a* concentration (*Chl*) in the biogeochemical provinces along the ship route of 79th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh”. Symbol «—» means the absence of information

Биогеохимические провинции	Источник информации	Год, месяц получения данных	Кхл приповерхностного слоя	Особенности вертикального распределения Кхл и значения максимума Кхл	Глубина залегания максимума Кхл и глубина эвфотической зоны (ЭЗ)
CNRY и восточная периферия NASTG; CNZ	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-ноябрь, 2004	0,55–4,31 мг/м ³	—	—
	Gibb et al., 2000 [12]	апрель-май, 1996; 1997 сентябрь-октябрь, 1996; 1997	0,1–1 мг/м ³	—	—
NATRE	Ведерников и др., 2007 [7]	октябрь-ноябрь, 2002	0,07–0,42 мг/м ³	0,28 мг/м ³	100м / ЭЗ 130 м
		сентябрь-октябрь, 1996	0,18 мг/м ³	—	—
	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-ноябрь, 2004	0,13–0,14 мг/м ³	—	—
		октябрь-ноябрь, 2001	0,03–0,16 мг/м ³	—	—
		октябрь, 2003	0,05–0,17 мг/м ³	—	—
TRA	Ведерников и др., 2007 [7]	октябрь-ноябрь, 2002	0,14–0,17 мг/м ³	0,25 мг/м ³	50м / ЭЗ 80м
		сентябрь-октябрь, 1996	0,13 мг/м ³	—	—
	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-ноябрь, 2004	0,13–0,25 мг/м ³	—	—
		октябрь-ноябрь, 2001	0,05–0,27 мг/м ³	—	—
		октябрь, 2003	0,05–0,16 мг/м ³	—	—
	Aiken et al., 2017 [10]	май, 2004	0,15–0,2 мг/м ³	0,5 мг/м ³	60м / ЭЗ —
		октябрь-ноябрь, 2005	0,1–0,15 мг/м ³	0,5–0,6 мг/м ³	65–90м / ЭЗ —
EC	Aiken et al., 2017 [10]	май, 2004	0,15 мг/м ³	0,5 мг/м ³	50м / ЭЗ —
		октябрь-ноябрь, 2005	0,1 мг/м ³	0,55 мг/м ³	80 м/ ЭЗ —
	Мордасова, 2014 [6]	январь-март, 1985	0,11 мг/м ³	0,15 мг/м ³	77м / ЭЗ —
SASTG (1 — центральная часть; 2 — юго-западный район)	Копелевич и др., 2008 [9]	октябрь, 2001–2004	<0,15 мг/м ³	—	—
	Ведерников и др., 2007 [7]	октябрь-ноябрь, 2002	1) 0,02–0,08 мг/м ³ 2) 0,11–0,23 мг/м ³	1) 0,23–0,31 мг/м ³ 2) 0,39 мг/м ³	1) 100–175м / ЭЗ 101–135м 2) 100м / ЭЗ 100 м
		сентябрь-октябрь, 1996	0,19 мг/м ³	—	—
		ноябрь-декабрь, 1972	0,03–0,19 мг/м ³	—	—
SASTG (1 — центральная часть; 2 — юго-западный район)	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-ноябрь, 2004	0,11–0,29 мг/м ³	—	—
		ноябрь-декабрь, 2004	0,18–0,24 мг/м ³	—	—
		октябрь-декабрь, 2004	0,22 мг/м ³	0,37 мг/м ³	50м / ЭЗ 60 м
		октябрь-ноябрь, 2001	0,03–0,08 мг/м ³	—	—
		октябрь, 2003	0,03–1,44 мг/м ³	—	—
	Aiken et al., 2017 [10]	май, 2004	0,01 мг/м ³	0,25 мг/м ³	110 м/ ЭЗ —
		октябрь-ноябрь, 2005	0,01 мг/м ³	0,35 мг/м ³	160 м/ ЭЗ —
FBC	Копелевич и др., 2008 [9]	январь-март, 1985	0,12 мг/м ³	0,23 мг/м ³	94м/ ЭЗ —
		октябрь, 2001–2004	0,15–0,5 мг/м ³	—	—
FKLD	Gibb et al., 2000 [12]	апрель-май, 1996; 1997 сентябрь-октябрь, 1996; 1997	0,2–1,2 мг/м ³ 0,3–5 мг/м ³	—	—

Окончание табл. 3
 Fin table 3

Биогеохимические провинции	Источник информации	Год, месяц получения данных	Кхл приповерхностного слоя	Особенности вертикального распределения Кхл и значения максимума Кхл	Глубина залегания максимума Кхл и глубина эвфотической зоны (ЭЗ)
SANT	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-декабрь, 2004	0,23–0,57 мг/м ³	—	—
			0,31 мг/м ³	два пика Кхл около 0,3 мг/м ³ до 50 м	нет выраженного максимума Кхл / ЭЗ 70 м
	Мордасова, 2014 [6]	январь-март, 1985	0,34 мг/м ³	0,54 мг/м ³ 0,54 мг/м ³ —	26м / ЭЗ —
ANTA	Демидов и др., 2008 [8]	октябрь-декабрь, 2004	0,4–0,94 мг/м ³	—	—
			0,43 мг/м ³	четыре пика Кхл в диапазоне 0,36–0,43 мг/м ³ до 125 м	нет выраженного максимума Кхл / ЭЗ 75 м
	Мордасова, 2014 [6]	январь-март, 1985	0,31–0,82 мг/м ³	0,37–1,1 мг/м ³	14–58 м / ЭЗ — 14–58м

Во всем полученном в экспедиции множестве вертикальных профилей Кхл достигает максимального значения 3,5 мг/м³ на глубине около 10–15 м в районе апвеллинга на Патагонском шельфе в зоне взаимодействия прибрежной струи Фолклендского течения с шельфовыми водами, где происходит подъем биогенных элементов с придонных слоев шельфа.

Можно выделить следующие особенности вертикальных распределений Кхл:

- 1) выявлена асимметрия меридионального распределения Кхл над экваториальным противотечением Ломоносова (максимум Кхл составил 0,6 мг/м³ на горизонте 50 м над северной частью течения и 0,5 мг/м³ на горизонте 70 м над южной частью течения);
- 2) в западной части Южно-Атлантического субтропического антициклонического круговорота максимум Кхл (120 м) располагался ниже глубины ЭЗ (100 м);
- 3) в районе АЦТ в проливе Дрейка и в основной струе Фолклендского течения наблюдались квазиоднородные профили Кхл до глубины почти в 2 раза превышающей глубину ЭЗ.

В целом можно отметить совпадение диапазонов значений Кхл, полученных в конкретных биогеохимических провинциях. Небольшие их отклонения, возможно, связаны с пространственно-временными изменениями отбора проб воды в рейсах и с межгодовыми изменениями гидрометеорологических условий и развития фитопланктонных сообществ.

В приэкваториальном распределении Кхл по маршруту судна, проходящему примерно по меридиану 26° з.д., мы обнаружили асимметрию. Помимо полученного нами распределения она также прослеживалась на рисунках статьи [10] в которой исследуются Северо-Атлантический и Южно-Атлантический субтропические антициклонические круговороты. По рисункам указанной выше статьи, на которых приводятся распределения нитратов, Кхл, температуры и солёности вод в 14-м и 17-м рейсах программы Atlantic Meridional Transect, выполненных соответственно в мае 2004 г. и октябре-ноябре 2005 г., нами отмечены сезонные изменения приэкваториальной асимметрии меридионального распределения Кхл. Возможно, такие изменения вызваны «световым эффектом», заключающемся в опускании ГМХ на большие глубины при увеличении освещённости и усилении стратификации вод в летние месяцы и уменьшении значений Кхл на поверхности по сравнению с зимними месяцами как это было описано для субтропических антициклонических круговоротов авторами работы [10]. Также, возможно, влияние вертикальной миграции положения подповерхностного холодного течения Ломоносова. Течение Ломоносова расположено под тонким слоем Южного Пассатного течения, направленного на запад. Его вертикальные миграции иногда с выходом к поверхности зависят от ослабления пассатных ветров [34].

В Южно-Атлантическом субтропическом антициклоническом круговороте ГМХ были наблюдаемы ранее на глубинах 50–175 м, составляя значения Кхл в диапазоне 0,23–0,39 мг/м³ (табл. 3). Авторы отмечали, что на большинстве станций глубинные максимумы Кхл наблюдались на глубинах ниже общеизвестного 1 %-го светового уровня нижней границы ЭЗ и результаты, полученные ими, дают возможность считать, что его значение для субтропических вод Атлантики может быть на порядок выше реальных величин [7].

Случаи вертикальных профилей с относительно высокими величинами Кхл ниже слоя фотосинтеза в районах Антарктического полярного фронта и Антарктической зоны на разрезе, расположенном в юго-западном направлении от Африканского континента (в диапазоне долготы примерно 0–5° в.д.), наблюдались авторами работы [8]. Они отмечали, что такие профили указывают на процессы интенсивного опускания поверхностных вод в исследованных районах.

4. Заключение

Таким образом, нами получены новые данные по Кхл в Атлантическом океане — по маршруту 79-го рейса «Академик Мстислав Келдыш» в декабре 2019 г. — январе 2020 г., и охарактеризовано распределение этого биопродукционного параметра. В целом оно сопоставимо с результатами, полученными ранее другими авторами. Это указывает на качество полученных нами данных. Поэтому возможно их использование в различных океанографических базах данных. Новизна наших исследований состоит не только в получении новых данных, но и выделении и характеристике некоторых особенностей распределения Кхл — приэкваториальной асимметрии меридионального распределения Кхл, квазиоднородных профилей Кхл до глубины почти в 2 раза превышающей глубину ЭЗ в районе АЦТ в проливе Дрейка и в основной струе Фолклендского течения.

Результаты измерений Кхл по рейсу необходимы в дальнейшей работе для проверки и уточнения алгоритмов ее определения по спутниковым данным сканеров цвета. Характеристика распределения Кхл с учётом гидрометеорологических условий районов важна при анализе изменения расхождения между спутниковыми и судовыми оценками Кхл и их взаимосвязей, что необходимо при уточнении алгоритмов оценки этого параметра.

Благодарности

Авторы хотят отметить большой вклад Олега Викторовича Копелевича в подготовку научной программы по биооптическим работам в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», многолетнее проведение конференций «Современные проблемы оптики естественных вод», поддержку и содействие развитию многочисленных научно-исследовательских работ по оптике океана в России, применению результатов исследований по оптике океана в развитии методов оценки биопродукционных показателей вод, включая спутниковые измерения цвета океана.

Финансирование

Исследования субантарктических и антарктических районов Атлантического океана выполнены в рамках государственной темы № 0211-2019-0005 (ТОИ ДВО РАН), анализ распределений содержания хлорофилла-*a* по теме № 0211-2021-0005 (ТОИ ДВО РАН), обработка и анализ флуоресцентных измерений по темам № 0211-2021-0007 (ТОИ ДВО РАН), № 0555-2019-0003 (МГИ РАН), определение глубины эвфотической зоны по теме № 0128-2021-0001 (ИО РАН). Обработка данных буев АРГО осуществлена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-10059). Грант предоставлен через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Funding

Studies of Subantarctic and Antarctic Regions of the Atlantic Ocean were carried out within the framework of the state budget theme No. 0211-2019-0005 (POI FEB RAS), analysis of the distribution of the content of chlorophyll-*a* — theme No. 0211-2021-0005 (POI FEB RAS), processing and analysis of fluorescence measurements — theme No. 0211-2021-0007 (POI FEB RAS), No. 0555-2019-0003 (MHI RAS), determination of the euphotic zone on theme No. 0128-2021-0001 (IO RAS). Data processing of ARGO buoys was supported by a grant of Russian Science Foundation (project No. 21-77-10059). The grant was provided through the Shirshov Institute of Oceanology RAS.

Литература

1. Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И. Продукция морских сообществ // Первичная продукция. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. С. 183–209.
2. Семин Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.

3. Lim S., Jang C. et al. Climatology of the mixed layer depth in the East Sea/Japan Sea // Journal of Marine Systems. 2012. Vol. 96–97. P. 1–14. doi:10.1016/j.jmarsys.2012.01.003
4. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 328 с.
5. Yoder J.A., McClain C.R., Feldman G.C., Esaias W.E. Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentrations in global ocean: A satellite view // Global Biogeochemical Cycles. 1993. № 7. P. 181–193. doi:10.1029/93GB02358
6. Мордасова Н.В. Косвенная оценка продуктивности вод по содержанию хлорофилла // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 41–56.
7. Ведерников В.И., Гагарин В.И. и др. Распределение первичной продукции и хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана осенью 2002 г. // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 418–431.
8. Демидов А.Б., Ведерников В.И. и др. Продукционные характеристики фитопланктона в восточных районах Атлантики и Атлантическом секторе Южного океана в октябре-ноябре 2004 г. // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 396–410.
9. Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Шеберстов С.В. Оптический мониторинг Атлантического океана по данным спутниковых и судовых исследований // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 150–164.
10. Aiken J., Brewin R.J. et al. A synthesis of the environmental response of the North and South Atlantic Sub-Tropical Gyres during two decades of AMT // Progress in Oceanography. 2017. Vol. 158, N 1. P. 236–254. doi:10.1016/j.pocean.2016.08.004
11. Glukhovets D.I., Salyuk P.A. et al. Variability of bio-optical Characteristics of Surface Water Layer during Transatlantic Transect in 2019–2020 // Oceanology. 2021. Vol. 61. P. 872–880. doi:10.1134/S0001437021060229
12. Gibb S.W., Barlow R.G. et al. Surface phytoplankton pigment distributions in the Atlantic Ocean: an assesment of basin scale variability between 50°N and 50°S // Progress in Oceanography. 2000. Vol. 45. P. 339–368. doi:10.1016/S0079–6611(00)00007–0
13. Longhurst A. Ecological geography of the sea (2nd Edition). Amsterdam: Elsevier, 2006. 543 p.
14. Smyth T., Quartly G. et al. Determining Atlantic Ocean province contrasts and variations // Progress in Oceanography. 2017. Vol. 158. P. 19–40. doi:10.1016/j.pocean.2016.12.004
15. Нагорный И.Г., Салюк П.А. и др. Мобильный комплекс для оперативного исследования водных акваторий и приподной атмосферы // Приборы и техника эксперимента. 2014. № 1. С. 103–106.
16. Кобленц-Мишке О.И. Экстрактный и безэкстрактный методы определения фотосинтетических пигментов в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона / Под ред. М.Е. Виноградова. М.: Наука, 1983. С. 114–125.
17. Jeffrey S.W., Humphrey G.F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // Biochemie und Physiologie der Pflanzen. 1975. Vol. 167, N 2. P. 191–194.
18. ГОСТ 17.1.04.02–91. Вода. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла-а. Государственный стандарт союза ССР. Изд-во стандартов. 1991. М.: Изд-во стандартов, 1991. 14 с.
19. Ведерников В.И., Коновалов Б.В., Кобленц — Мишке О.И. Результаты применения спектрофотометрического метода определения феофитина-а в пробах морской воды // Труды ИОАН СССР. М., 1973. Т. 95. С. 138–146.
20. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study Protocols (JGOFS). Core Meas, Manual Guides. 1994. P. 119–122.
21. Артемьев В.А., Таскаев В.Р., Григорьев А.В. Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Материалы 17-й международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021. С. 95–99.
22. Salyuk P.A., Artemiev V.A. et al. Bio-optical models for estimating euphotic zone depth in the western Atlantic sector of the Southern Ocean in the Antarctic summer // Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean, Advances in Polar Ecology, Vol. 6. / Edited by E.G. Morozov et al. Switzerland AG: Springer Nature, 2021. P. 241–250. doi:10.1007/978-3-030-78927-5_18
23. Partition of the ocean into ecological provinces: Role of ocean-colour radiometry // Reports of International Ocean-Colour Coordinating Group. № 9 / Edited by Dowell M., Platt T. Dartmouth, Canada, 2009. 99 p.
24. Aristegui J., Barton E.D. et al. Subregional ecosystem variability in the Canary Current upwelling // Progress in Oceanography. 2009. Vol. 83. P. 33–48. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.031
25. Barton E.D., Aristegui J. et al. The transition zone of the Canary Current upwelling region // Progress in Oceanography. 1998. Vol. 41. P. 455–504. doi:10.1016/S0079–6611(98)00023–8
26. Buss de Souza R., Mata M.M. et al. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region // Remote Sensing of Environment. 2006. Vol. 100. P. 52–66. doi:10.1016/j.rse.2005.09.018

27. Салюк П.А., Глуховец Д.И. и др. Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 6. С. 200–213. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-6-200-213
28. Frey D.I., Krechik V.A. et al. Direct measurements of the Malvinas Current velocity structure // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 126, N 4. Art. No. e2020JC016727. doi:10.1029/2020JC016727
29. Weingartner T.J., Weisberg R.H. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean // Journal of Physical Oceanography. 1991. Vol. 21, N 1. P. 68–82. doi:10.1175/1520-0485(1991)021<0068: OTACOE>2.0.CO;2
30. Latushkin A.A., Artemiev V.A. et al. Distribution of bio-optical parameters in the Lomonosov equatorial undercurrent in December 2019 // Proceedings of SPIE, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 2020. Vol. 11560, N 1156041. doi:10.1117/12.2575466
31. Longhurst A. Seasonal cooling and blooming in the tropical oceans // Deep Sea Research, Part I. 1993. N 40. P. 2145–2165. doi:10.1016/0967-0637(93)90095-K
32. Grodsky S.A., Carton J.A., McClain C.R. Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial Atlantic // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, N L03610. doi:10.1029/2007GL032466
33. Matano R.P., Palma E.D. On the upwelling of downwelling currents // Journal of Physical Oceanography. 2008. Vol. 38. P. 2482–2500. doi:10.1175/2008JPO3783.1
34. Демидова Т.А., Морозов Е.Г., Нейман В.Г. Экваториальное подповерхностное течение Ломоносова по данным измерений бортовым профилографом в 2014–2017 гг. // Доклады Академии наук. Т. 482, № 3. 2018. С. 323–326. doi:10.31857/S086956520003113-7

References

1. Koblenz-Mishke O.I., Vedernikov V.I. Production of marine communities. *Primary production. Biology of ocean*. Vol. 2. *Biological productivity of ocean*. M., Nauka, 1977, 183–209 (In Russian).
2. Semina G.I. Pacific phytoplankton. M., Nauka, 1974. 239 p. (in Russian).
3. Lim S., Jang C. et al. Climatology of the mixed layer depth in the East Sea/Japan Sea. *Journal of Marine Systems*. 2012, 96–97, 1–14. doi:10.1016/j.jmarsys.2012.01.003
4. Bound K. Physical oceanography of coastal water. M., Mir, 1988. 328 p. (In Russian).
5. Yoder J.A., McClain C.R., Feldman G.C., Esaias W.E. Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentrations in global ocean: A satellite view. *Global Biogeochemical Cycles*. 1993, 7, 181–193. doi:10.1029/93GB02358
6. Mordasova N.V. Indirect estimation of water productivity by the chlorophyll content. *Proceedings VNIRO*. 2014, 152, 41–56 (In Russian).
7. Vedernikov V.I., Gagarin V.I. et al. Primary production and chlorophyll distributions in subtropical and tropical waters of the Atlantic Ocean in the autumn of 2002. *Oceanology*. 2007, 47, 3, 386–399. doi:10.1134/S0001437007030113
8. Demidov A.B., Vedernikov V.I., Gagarin V.I., Burenkov V.I. Phytoplankton production characteristics in the Eastern Atlantic and Atlantic sector of the Southern Ocean in October–November 2004. *Oceanology*. 2008, 48, 3, 364–377. doi:10.1134/S0001437008030089
9. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Gol'din Yu.A., Sheberstov S.V. Optical monitoring of the Atlantic Ocean based on satellite and ship survey data. *Comprehensive Studies of the World Ocean: Meridian Project, Part 1: Atlantic Ocean*. Moscow, Nauka, 2008, 150–164 (In Russian).
10. Aiken J., Brewin R.J. et al. A synthesis of the environmental response of the North and South Atlantic Sub-Tropical Gyres during two decades of AMT. *Progress in Oceanography*. 2017, 158, 1, 236–254. doi:10.1016/j.pocean.2016.08.004
11. Glukhovets D.I., Salyuk P.A. et al. Variability of bio-optical characteristics of surface water layer during transatlantic transect in 2019–2020. *Oceanology*. 2021, 61, 872–880. doi:10.1134/S0001437021060229
12. Gibb S.W., Barlow R.G. et al. Surface phytoplankton pigment distributions in the Atlantic Ocean: an assesment of basin scale variability between 50°N and 50°S. *Progress in Oceanography*. 2000, 45, 339–368. doi:10.1016/S0079-6611(00)00007-0
13. Longhurst A. Ecological geography of the sea (2nd Edition). *Amsterdam, Elsevier*, 2006. 543 p.
14. Smyth T., Quartly G. et al. Determining Atlantic Ocean province contrasts and variations. *Progress in Oceanography*. 2017, 158, 19–40. doi:10.1016/j.pocean.2016.12.004
15. Nagornyi I.G., Salyuk P.A. et al. A mobile complex for on-line studying water areas and surface atmosphere. *Instruments and Experimental Techniques*. 2014, 57, 1, 68–71. doi:10.1134/S0020441214010175
16. Koblenz-Mischke O.I. Extract and nonextract methods for determining photosynthesis pigments in a sample. *Modern Methods for Estimation of Marine Plankton Distribution* / Ed. Vinogradov M.E. M., Nauka, 1983, 114–125 (In Russian).

17. Jeffrey S.W., Humphrey G.F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton. *Biochemie und Physiologie der Pflanzen*. 1975, 167, 2, 191–194.
18. GOST 17.1.04.02–91. Water. A method for the spectrophotometric determination of chlorophyll-a. *State standard of USSR. M., Izdatelstvo Standartov*, 1991. 14 p. (In Russian).
19. Vedernikov V.I., Kononov B.V., Koblenz-Mischke O.I. Results of the application of the spectrophotometric method for the determination of pheophytin-a in sea water samples. *Proceedings of IOAN USSR. M.*, 1973, 95, 138–146 (In Russian).
20. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study Protocols (JGOFS). Core Meas, Manual Guides. 1994. P. 119–122.
21. Artemev V.A., Taskaev V.R., Grigorev A.V. Autonomous transparency meter PUM-200. Proceedings of XVII international scientific and practical conference “*Modern methods and means of oceanological research (MSOI-2021)*”. P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS. 2021. P. 95–99.
22. Salyuk P.A., Artemiev V.A. et al. Bio-optical models for estimating euphotic zone depth in the western Atlantic sector of the Southern Ocean in the Antarctic summer. *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean, Advances in Polar Ecology*, Vol. 6 / Edited by E.G. Morozov et al. *Switzerland AG: Springer Nature*, 2021, 241–250. doi:10.1007/978-3-030-78927-5_18
23. Partition of the ocean into ecological provinces: Role of ocean-colour radiometry. *Reports of International Ocean-Colour Coordinating Group. № 9* / Edited by Dowell M., Platt T. *Dartmouth, Canada*, 2009. 99 p.
24. Arístegui J., Barton E.D. et al. Subregional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Progress in Oceanography*. 2009, 83, 33–48. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.031
25. Barton E.D., Arístegui J. et al. The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Progress in Oceanography*. 1998, 41, 455–504. doi:10.1016/S0079-6611(98)00023-8
26. Buss de Souza R., Mata M.M. et al. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region. *Remote Sensing of Environment*. 2006, 100, 52–66. doi:10.1016/j.rse.2005.09.018
27. Salyuk P.A., Glukhovets D.I. et al. Variability of the sea surface bio-optical characteristics in the region of Falkland Current and Patagonian shelf. *Sovremennye Problemy Distanttsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2021, 18, 6, 200–213 (In Russian). doi:10.21046/2070-7401-2021-18-6-200-213
28. Frey D.I., Krechik V.A. et al. Direct measurements of the Malvinas current velocity structure. *Journal Geophysical Research: Oceans*. 2021, 126, 4. Art. No. e2020JC016727. doi:10.1029/2020JC016727
29. Weingartner T.J., Weisberg R.H. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 1991, 21, 1, 68–82. doi:10.1175/1520-0485(1991)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2
30. Latushkin A.A., Artemiev V.A. et al. Distribution of bio-optical parameters in the Lomonosov equatorial undercurrent in December 2019. *Proceedings of SPIE, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2020, 11560, 1156041. doi:10.1117/12.2575466
31. Longhurst A. Seasonal cooling and blooming in the tropical oceans. *Deep Sea Research, Part I*, 1993, 40, 2145–2165. doi:10.1016/0967-0637(93)90095-K
32. Grodsky S.A., Carton J.A., McClain C.R. Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial Atlantic. *Geophysical Research Letters*. 2008, 35, L03610. doi:10.1029/2007GL032466
33. Matano R.P., Palma E.D. On the upwelling of downwelling currents. *Journal of Physical Oceanography*. 2008, 38, 2482–2500. doi:10.1175/2008JPO3783.1
34. Demidova T.A., Morozov E.G., Neiman V.G. The Lomonosov Equatorial undercurrent according to data measured with a shipborne profiler, 2014–2017. *Doklady Earth Sciences*. 2018, 482(1), 1229–1233. doi:10.1134/S1028334X18090222

Об авторах

ШТРАЙХЕРТ Елена Аркадьевна

Кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (690041, ул. Балтийская, д. 43, г. Владивосток, Россия), ROR 05qc18f66
 ORCID ID: 0000-0001-5989-8300,
 elibrary AuthorID: 182571,
 e-mail: straj@poi.dvo.ru

ЗАХАРКОВ Сергей Петрович

Кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, доцент, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (690041, ул. Балтийская, д. 43, г. Владивосток, Россия), ROR 05qc18f66
 ORCID ID: 0000-0002-3425-4813,
 elibrary AuthorID: 59154,
 e-mail: zakharkov@poi.dvo.ru

Распределение содержания хлорофилла-*a* в Атлантическом океане в декабре 2019 г. — январе 2020 г...
The chlorophyll-*a* content distribution in the Atlantic Ocean in December 2019 — January 2020...

САЛЮК Павел Анатольевич	Кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (690041, ул. Балтийская, д. 43, г. Владивосток, Россия), ROR 05qc18f66	ORCID ID: 0000-0002-3224-710X, elibrary AuthorID: 155615, e-mail: pavel.salyuk@gmail.com
ПОНОМАРЕВ Владимир Иванович	Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (690041, ул. Балтийская, д. 43, г. Владивосток, Россия), ROR 05qc18f66	ORCID ID: 0000-0002-0501-460X, elibrary AuthorID: 15842, e-mail: pvi711@yandex.ru
АРТЕМЬЕВ Владимир Александрович	Старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	elibrary AuthorID: 611644, e-mail: artemiev195@yandex.ru
ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич	Кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией, Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), ROR 00n1e1p60	ORCID ID: 0000-0001-5641-4227, elibrary AuthorID: 924346, e-mail: glukhovets@ocean.ru
ЛАТУШКИН Александр Александрович	Младший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22	ORCID ID: 0000-0002-3412-7339, elibrary AuthorID: 854632, e-mail: sevsalat@gmail.com

УДК 551.463

© Т. Я. Шульга^{*1,2}, В. В. Суслин¹, Д. М. Шукало¹, 2022

¹Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия

²Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Росгидромет, 119034, Кропоткинский пер., д. 6, г. Москва, Россия

*E-mail: shulgaty@mail.ru

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СОЛЕННОСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕГРЕССИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ДАННЫМИ *in situ* И РЕГИОНАЛЬНЫМИ СПУТНИКОВЫМИ ПРОДУКТАМИ

Статья поступила в редакцию 14.02.2022, после доработки 13.07.2022, принята в печать 28.07.2022

Аннотация

Предложен метод получения информации о солёности Азовского моря, основанный на совместном использовании данных контактных и дистанционных наблюдений. Подход к восстановлению полей солёности Азовского моря основан на получении обобщённых регрессионных уравнений связывающих архивные данные *in situ* с региональными биооптическими параметрами, полученным по стандартным продуктам второго уровня MODIS. Проведённый анализ показал возможность использования различных подходов при получении обобщённых эмпирических (регрессионных) уравнений для весеннего и летнего сезонов, различия в которых составляют ~10 %. Результаты восстановленных значений солёности верифицированы по данным *in situ*. Установлено, что графики средних значений восстановленной солёности находятся в области 95 % доверительных полос современных среднесезонных трендов 1986–2018 и 2000–2018 гг. Показана возможность использования результатов предложенного метода при построении пространственных карт солёности Азовского моря, синхронизированных по времени со спутниковыми снимками.

Ключевые слова: Азовское море, температура, солёность, региональные продукты MODIS, регрессионные зависимости, трёхмерная гидродинамическая модель

© Т. Я. Шульга^{*1,2}, В. В. Суслин¹, Д. М. Шукало¹, 2022

¹Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol, Russia

²N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, 119034, Kropotkinskiy Per., 6, Moscow, Russia

*E-mail: shulgaty@mail.ru

DATA RECOVERY OF THE SEA OF AZOV SALINITY FIELDS USING REGRESSION ANALYSIS BETWEEN *IN SITU* DATA AND REGIONAL SATELLITE PRODUCTS

Received 14.02.2022 Revised 13.07.2022 Accepted 28.07.2022

Abstract

This study proposes a method for obtaining information on the salinity of the Sea of Azov, based on the use of contact and remote sensing data. The approach to the salinity fields recovery is based on obtaining generalized regression equations relating *in situ* archival data with regional biooptical products obtained from standard level-2 MODIS products. This analysis showed the possibility of using various approaches to obtain generalized empirical (regression) equations for the spring and summer seasons, the differences in which are ~10 %. The results of the recovered salinity values were verified using *in situ* data. It was found that the plots of the average values of the recovered salinity are in the region of 95 % of the confidence bands of the modern long-term average trends for 1986–2018 and 2000–2018. The possibility of using the results of the proposed method in the construction of spatial maps of the Azov Sea salinity, synchronized in time with satellite scenes, is shown.

Keywords: Sea of Azov, temperature, salinity, MODIS regional products, regression dependencies, 3D hydrodynamic model

Ссылка для цитирования: Шульга Т.Я., Суслин В.В., Шукало Д.М. Восстановление полей солёности Азовского моря с использованием регрессионных связей между данными *in situ* и региональными спутниковыми продуктами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 114–124. doi:10.48612/fpg/bkug-hzez-xx59

For citation: Shulga T. Ya., Suslin V.V., Shukalo D.M. Data Recovery of the Sea of Azov Salinity Fields Using Regression Analysis Between *In Situ* Data and Regional Satellite Products. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 114–124.

doi:10.48612/fpg/bkug-hzez-xx59

1. Введение

Актуальность работы обоснована научным и практическим интересом к наличию информации в режиме близком к реальному времени об изменениях термохалинных составляющих морской среды, оказывающих заметное влияние на состояние биологических ресурсов, экологии, береговой инфраструктуры Азовского моря. Самое континентальное, мелководное и практически замкнутое Азовское море, соединяющееся достаточно узким Керченским проливом с Черным морем, характеризуется значительной изменчивостью основных гидрометеорологических параметров, связанных с сезонным объемом стока рек, притоком солёных вод, погодных условий и антропогенных загрязнений [1, 2]. Высокая стоимость и нерегулярность *in situ* данных обусловили поиск альтернативных возможностей получения информации о температуре и солёности, в том числе по данным дистанционного зондирования, имеющих высокое пространственное разрешение и ежедневное поступление. Однако наличие пропусков, вызванных общими проблемами дистанционных измерений существенно ограничивает объем и оперативность спутниковых данных. Решением проблемы заполнения пропусков спутниковых данных о температуре и солёности является использование результатов трехмерного гидродинамического моделирования с пространственным разрешением, сравнимым с данными спутникового зондирования, и с возможностью постоянно ассимилировать потоки данных дистанционных измерений [3, 4].

Среди готовых инструментов для исследования солёности поверхностного слоя океана в настоящее время используются данные радиометров *L*-диапазона на спутниках: *Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS)*, <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos>) — уникальный радиометрический интерферометр *MIRAS* с разрешением 35×150 км с 2009 г.; *Aquarius/SAC-D* (<https://podaac.jpl.nasa.gov/Aquarius>) с разрешением 150×150 км с 2011 г.; *Soil Moisture Active Passive (SMAP)*, <https://smap.jpl.nasa.gov/>) с разрешением $\sim 40 \times 40$ км с 2015 г. При сравнительном анализе значений солёности по натурным и спутниковым данным *SMAP* была выявлена слабая корреляция данных, поскольку Азовское море является одним из самых мелких и пресноводных в мире, что приводит к низкой чувствительности спутниковых измерений, а малые размеры Азовского моря ($\sim 200 \times 380$ км) требуют более высокого разрешения спутниковых данных, чем предоставляемые *Aquarius/SAC-D* и *SMOS*.

В отличие от данных по температуре, получение информации о солёности Азовского моря из открытых источников данных дистанционного зондирования возможно только опосредовано, например, путем установления эмпирических регрессионных связей. Достаточные известные результаты исследований корреляционной связи интенсивности флуоресценции растворенного органического вещества и солёности в поверхностном слое вод Карского моря, содержится в [5]. Данная работа является продолжением цикла исследований [3, 6, 7], обобщающих результаты анализа региональных спутниковых продуктов в верхнем слое Азовского моря, используемых в процедурах ассимиляции трехмерной гидродинамической модели *POM (Princeton Ocean Model, www.ccpo.odu.edu/POMWEB)* [8].

Основной целью данной работы является решение вопросов, связанных с получением коэффициентов общих эмпирических регрессионных уравнений между данными *in situ* и региональными спутниковыми продуктами *MODIS* (oceancolor.gsfc.nasa.gov) [9, 10]. Для этого анализируются результаты восстановления солёности, полученные с использованием различных подходов при составлении общих регрессионных уравнений. Сначала полученных напрямую путем осреднения коэффициентов уравнений, полученных по отдельности по каждому году, располагающему репрезентативным набором данных. И затем, путем установления общих регрессионных связей между совокупными наборами этих же данных. Кроме этого, задачей исследования является верификация восстановленных значений солёности по среднемноголетним данным наблюдений.

2. Район исследования

Азовское море представляет собой практически замкнутый бассейн, занимающий промежуточное положение между морскими и пресными водоемами, физико-географическое положение которого обуславливает его уникальные термохалинные и гидродинамические особенности [11, 12]. Мелководность Азовского бассейна, достаточно мощный по объему ($\sim 12\%$ объёма морской воды) приток речных вод и ограниченный водообмен с Чёрным морем (повторяемость Азовского и Черноморского течений составляет 62% и 38% соответственно [13, 14], обеспечивают чрезвычайно динамичную с точки зрения изменений температуры и солёности структуру водоема [11, 15].

Особенностью геоморфологической структуры Азовского моря является большая неоднородность рельефа в районах кос, пересыпей, лиманов и заливов по сравнению с более глубокими районами в центральной части моря [16]. Это определяет необходимость отдельного анализа термохалинной структуры

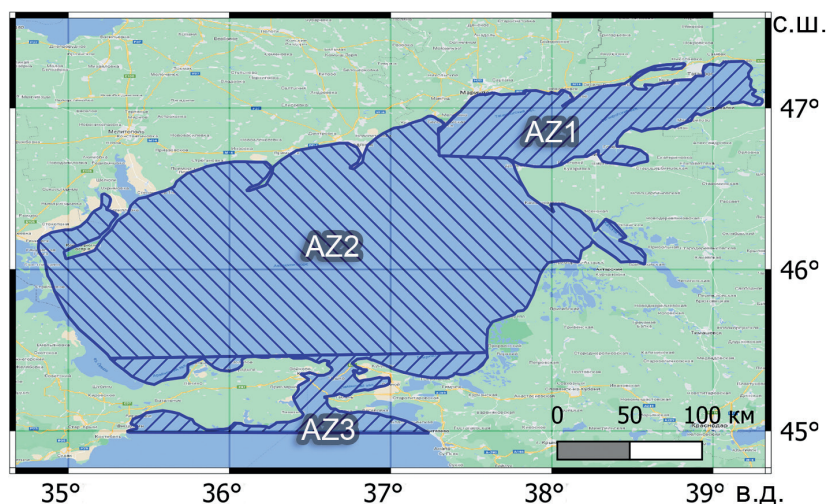


Рис. 1. Исследуемая акватория Азовского моря на карте. Физико-географическая единица условно разделена на 3 субрегиона (AZ1, AZ2, AZ3) в соответствии с максимумами глубины моря (4, 14, 200 м)

Fig. 1. The investigated area of the Sea of Azov on the map. The physical-geographical unit is conditionally divided into 3 area (AZ1, AZ2, AZ3) in accordance with the maximum sea depth (4, 14, 200 m)

моря в районах, выделенных с учетом дифференциации по глубине. С этой целью исследуемая область разделена на 3 субрегиона (рис. 1), охватывающие: наиболее мелководную часть — Таганрогский залив (AZ1: 37,7–39,3°в.д., 46,7–47,3°с.ш.) с глубинами, не превышающими 4 м; центральную часть моря (AZ2) с максимальной глубиной ~14 м; и глубоководную часть с глубинами до 200 м, включающую Керченский пролив и прилегающую к нему часть Черного моря (AZ3: 35,3–37,6°в.д., 45–45,5°с.ш.).

Такое разделение позволяет сформировать массивы с информацией о средних значениях температуры и солёности на трех основных горизонтах моря (приповерхностный, средний, придонный) для использования их в качестве начальных данных в трехмерной гидродинамической модели *ПОМ* [7].

3. Методология исследования и используемые данные

Выполнение задач данного исследования проведено в четыре этапа. На первом этапе проанализированы архивные данные *in situ*: из базы океанографических данных ЮНЦ РАН за 1913–2006 гг. [17]; из «Атласа климатических изменений в больших морских экосистемах Северного полушария» (atlas.ssc-ras.ru/azs/azs-invent.html) [18]; из банка океанографических данных МГИ РАН [19] и сайтов www.seadatanet.org/ и www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html. На основании обобщения и анализа архивной информации сделаны выводы о многолетней сезонной изменчивости температуры и солёности, получены уравнений линейных трендов нормированных аномалий температуры и солёности Азовского моря за 1913–2018 гг. [20]. С целью использования на следующих этапах работы сформирована массивы с информацией о средних значениях температуры и солёности по 3 субрегионам Азовского моря в приповерхностном, среднем и придонном горизонтах.

На втором этапе проанализированы, систематизированы и отбракованы данные спутниковых продуктов MODIS за 2002–2018 гг. по критериям, предложенным в [21]. Данные по температуре преобразованы в массивы для использования в процедурах ассимиляции в гидродинамическую модель [3, 7]. Получение данных по солёности выполняется на третьем этапе на основании предложенного в данном исследовании метода восстановления солёности по региональным продуктам MODIS. Для его реализации подготовленные данные зондирования сопоставляются с данными *in situ* на основании последовательного выполнения следующих критериев: 1) данные натурных измерений солёности получены на глубине, не превышающей 2 м; 2) даты спутниковых снимков и даты выбранных наблюдений *in situ* совпадают; 3) для совпадающих дат дистанционных и *in situ* данных отклонение координат не превышает

1,4 км ($Distance_{i=1}^N = \sqrt{(lat_{in\ situ} - lat_{MODIS})^2 + (long_{in\ situ} - long_{MODIS})^2} < 0,01^\circ$). Отобранные таким образом

стандартные спутниковые продукты второго уровня далее преобразуются в пространственно-временные карты биооптических параметров, рассчитанных на основании региональных алгоритмов, предложенных в [22, 23]: $a_{ph}(678)$ — показатель поглощения света пигментами фитопланктона на длине волны 678 нм, $TChl$ — сумма концентрации хлорофилла-*a* и феофигментов, $a_{tot}(438)$ — показатель поглощения света всеми оптически активными компонентами среды на длине волны 478 нм, $a_{CDM}(438)$ — сумма показателя поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом и показателя поглощения света неживой взвесью на длине волны 478 нм и $b_{bp}(438)$ — показатель обратного рассеяния частицами взвеси на длине волны 478 нм.

На третьем этапе определяются регрессионные зависимости между измеренными значениями солёности и региональными спутниковыми продуктами. Эти зависимости получены для II субрегиона Азовского моря в летний и весенний сезоны, в годы, обладающие наибольшим количеством данных контактных и дистанционных наблюдений. На основе установленных регрессионных связей с коэффициентами корреляции, превышающими значение 0,5, составлены два вида обобщенных линейных зависимостей. Одна из них получена напрямую путем осреднения коэффициентов линейных уравнений, установленных по отдельности для каждого года, располагающего репрезентативным набором данных. Другая — путем установления обобщенных регрессионных связей между совокупными наборами данных в те же годы.

На завершающем этапе работы выполнена верификация результатов восстановления солёности в Азовском море с использованием установленных обобщенных эмпирических (регрессионных) зависимостей. С этой целью проведено сопоставление средних значений восстановленной солёности со среднесезонными трендами солёности Азовского моря по данным *in situ* для периодов 1986–2018 и 2000–2018 гг.

Используемый метод расчета региональных биооптических параметров по данным второго уровня MODIS. Для реализации подхода, обсуждаемого в данной работе, использованы первичные гидрооптические характеристики Азовского моря, полученные из стандартных продуктов второго уровня MODIS-Aqua/Terra от начала наблюдений с 2000 по 2018 гг. Наборы спутниковых данных с километровым пространственным разрешением преобразованы в пространственные карты пяти биооптических параметров на регулярной сетке Азовского моря с разрешением $1/59^\circ \times 1/84^\circ$ по географическим координатам (396×295 узлов).

4. Анализ и обсуждение результатов

Обобщенные (осредненные) регрессионные уравнения для восстановления полей солёности Азовского моря по отдельным годам в весенне-летние сезоны. По каждому из рассматриваемых биооптических параметров для II субрегиона Азовского моря в весенний и летний сезоны получены регрессионные зависимости, связывающие их с данными *in situ*. Примеры регрессий для летнего сезона в годы, обладающие наибольшим объемом репрезентативных данных, приведены на рис. 2. Регрессионные зависимости для летнего сезона с доверительными границами с 95 % вероятностью, показанные на рис. 2, получены с использованием пакета *OriginLab* (<https://www.originlab.com/>).

Видно, что в ряде рассмотренных случаев имеет место слабая линейная корреляция между значениями измеренной солёности и региональными спутниковыми продуктами (например, $R = 0,05$ для $b_{bp}(438)$ в 2005 г.). Такие случаи исключены при составлении обобщенных эмпирических уравнений по регрессиям с коэффициентами корреляции, не превышающими 0,5. Отметим, что биооптические параметры, для которых таким образом исключается более половины набора данных, далее не участвуют в анализе, для них устанавливается более сложная нелинейная связь с солёностью. Уравнения осредненных линейных регрессионных зависимостей имеют вид:

$$y = (a_{cp} \pm \sigma_1) x + (b_{cp} \pm \sigma_2), \quad (1)$$

где x — значение регионального спутникового продукта; y — солёность (‰); a_{cp} и b_{cp} — осредненные значения коэффициентов регрессий; σ_1 и σ_2 — советующие им среднеквадратические (стандартные) отклонения.

В результате обобщения регрессионных зависимостей по каждому биооптическому параметру получены два семейства линий вида (1), отвечающие весеннему и летнему сезонам. С целью сопоставления зависимостей, полученных в разные сезоны, проанализируем взаимное расположение соответствующих графиков и областей прогноза, представленных на рис. 3. Здесь показаны границы областей прогноза, определяющиеся крайним положением семейства линий на плоскости, заданных (1). Отметим, что в этот анализ не включены данные по $a_{tot}(438)$, поскольку в весенний период для трех лет из пяти (2004, 2007 и 2009 гг.) они слабо коррелируют с солёностью.

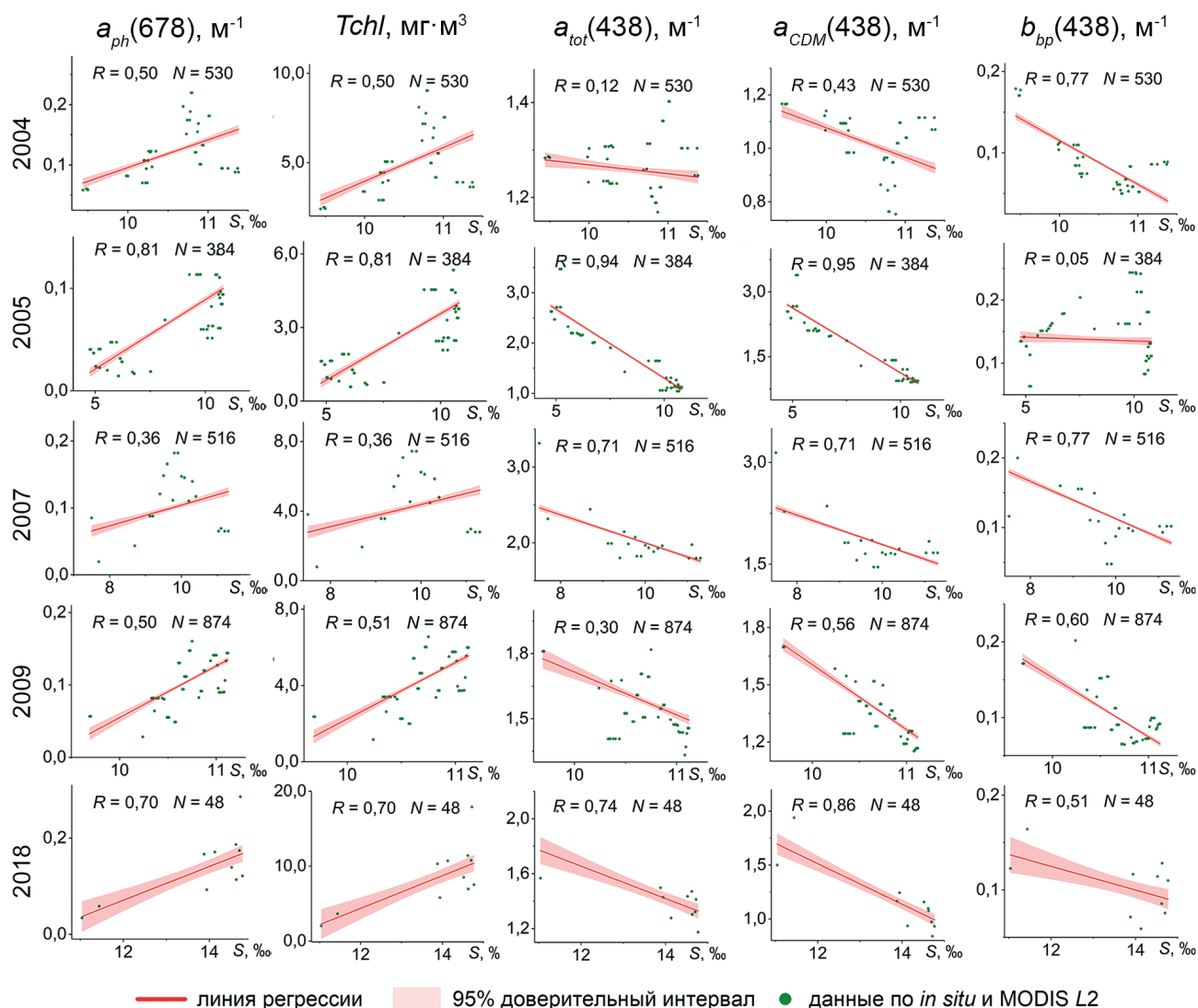


Рис. 2. Линейные регрессии между биооптическими параметрами и измеренными значениями солёности для II субрегиона Азовского моря с соответствующими коэффициентами корреляции (R) и объемом данных (N) в летний сезон

Fig. 2. Linear regressions between regional biooptical products and measured salinity values for the II area of the Sea of Azov with the corresponding correlation coefficients (R) and data volume (N) in the summer season

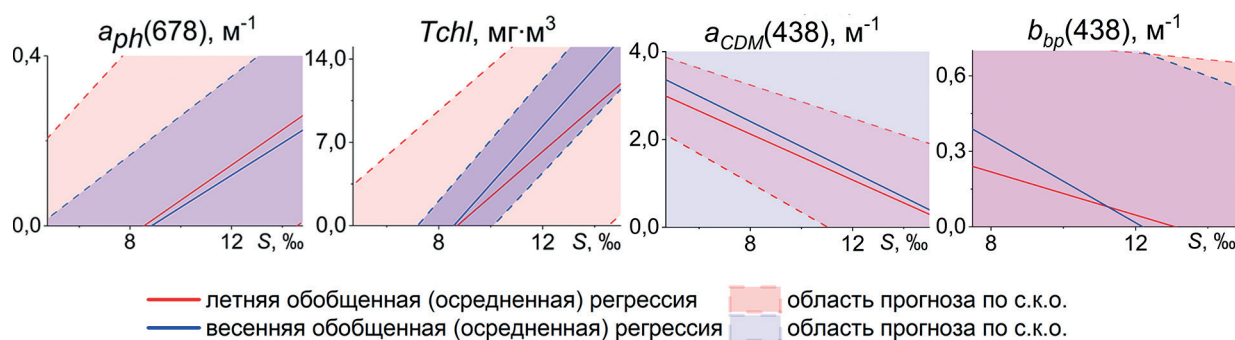


Рис. 3. Графики обобщенных (осредненных) зависимостей и областей прогноза между биооптическими параметрами и измеренными значениями солёности в весенний и летний сезоны

Fig. 3. Plots of generalized (averaged) dependencies and forecast areas between regional biooptical products and measured salinity values in spring and summer seasons

Как видно из рис. 3, обобщенные регрессионные зависимости для весеннего и летнего сезона по рассматриваемым биооптическим параметрам хорошо согласуются. Различия в площади охвата областей прогноза для весны и лета не превосходят $\sim 10\%$. Это позволяет сделать вывод о возможности использования единого уравнения для восстановления солёности в весенне-летний сезон.

Обобщенные уравнения для восстановления полей солёности Азовского моря по совокупным наборам данных с 2000 по 2018 гг. в весенне-летние сезоны. Связь между значениями региональных спутниковых продуктов и солёностью можно установить между совокупными наборами данных *in situ* и MODIS. В этом случае для двух наборов данных по II субрегиону Азовского моря, подготовленных по изложенным выше критериям, устанавливается общая линейная регрессионная связь.

В табл. 1 приведены два варианта обобщенных уравнений линейных регрессий, полученных путем осреднения коэффициентов линейных регрессий и составленных по совокупным наборам данных.

Сравним обобщенные регрессионные зависимости, полученные на основании различных подходов в весенний и летний сезоны. Графики обобщенных линейных зависимостей между совокупными наборами данных с соответствующими 95 % доверительными интервалами и 95 % областями прогноза в весенний и летний сезоны показаны на рис. 4. Здесь также приведены значения коэффициентов корреляции: R_1 — для летнего сезона, R_2 — для весеннего сезона, и объемы данных: N_1 — для летнего сезона, N_2 — для весеннего сезона. Для сравнения на рис. 4 показаны графики линейных зависимостей, полученные на основании подхода с осреднением регрессий, приведенные выше на рис. 3.

Как видно из рис. 4, для $a_{ph}(678)$, $Tchl$ и $a_{CDM}(438)$ 95 % полоса прогноза летних регрессий, построенных по совокупным наборам данных, включает в себя как линии весенних регрессий с 95 % доверительной полосой, построенных по тому же принципу, так и обе линии весенне-летних регрессий, построенных путем осреднения (1). Наибольшее различие областей прогноза данных имеет место по $b_{bp}(438)$. Здесь разница между областями прогноза летней и весенней регрессий, полученной по совокупным наборам составляет $\sim 80\%$ от летней. Тем не менее, область прогноза летней регрессии целиком покрывает 95 % доверительный интервал весенней регрессии. Таким образом, в целом, для восстановления солёности возможно использовать единое общее уравнение, построенное или путем осреднения регрессий или по совокупным наборам данных.

Результаты восстановления полей солёности для II субрегиона Азовского моря. Установленные общие (осредненные) уравнения линейных регрессий, приведенные в верхней части табл. 1 использованы в процедуре восстановления полей солёности в Азовском море. В качестве примера на рис. 5 показаны восстановленные поля солёности по $a_{CDM}(438)$ для 23.06.2009 и 24.06.2009. Видно, что за одни сутки не происходит существенного изменения поля солёности Азовского моря, однако имеет место поступление распресненных вод из Таганрогского залива и уменьшение солёности вдоль восточного побережья моря.

Таблица 1

Table 1

Обобщенные уравнения линейных регрессий

Generalized linear regression equations

Весна		Лето
Обобщенные (осредненные) регрессионные уравнения		
$a_{ph}(678), \text{м}^{-1}$	$y = (0,038 \pm 0,008) x + (-0,334 \pm 0,132)$	$y = (0,041 \pm 0,024) x + (-0,355 \pm 0,250)$
$Tchl, \text{мг м}^{-3}$	$y = (2,442 \pm 0,110) x + (-20,940 \pm 2,594)$	$y = (1,894 \pm 1,008) x + (-16,500 \pm 11,004)$
$a_{tot}(438), \text{м}^{-1}$	нет линейной связи	$y = (-0,192 \pm 0,078) x + (3,654 \pm 0,515)$
$a_{CDM}(438), \text{м}^{-1}$	$y = (-0,287 \pm 0,303) x + (4,710 \pm 3,816)$	$y = (-0,261 \pm 0,071) x + (4,217 \pm 0,548)$
$b_{bp}(438), \text{м}^{-1}$	$y = (-0,082 \pm 0,029) x + (1,006 \pm 0,334)$	$y = (-0,043 \pm 0,029) x + (0,561 \pm 0,296)$
Обобщенные регрессионные уравнения по совокупным наборам данных		
$a_{ph}(678), \text{м}^{-1}$	$y = 0,015x - 0,090$	$y = 0,017x - 0,072$
$Tchl, \text{мг м}^{-3}$	$y = 0,765x - 2,865$	$y = 0,820x - 4,134$
$a_{tot}(438), \text{м}^{-1}$	нет линейной связи	$y = -0,173x + 3,516$
$a_{CDM}(438), \text{м}^{-1}$	$y = -0,070x + 1,993$	$y = -0,214x + 3,690$
$b_{bp}(438), \text{м}^{-1}$	$y = -0,035x + 0,509$	$y = -0,022x + 0,332$

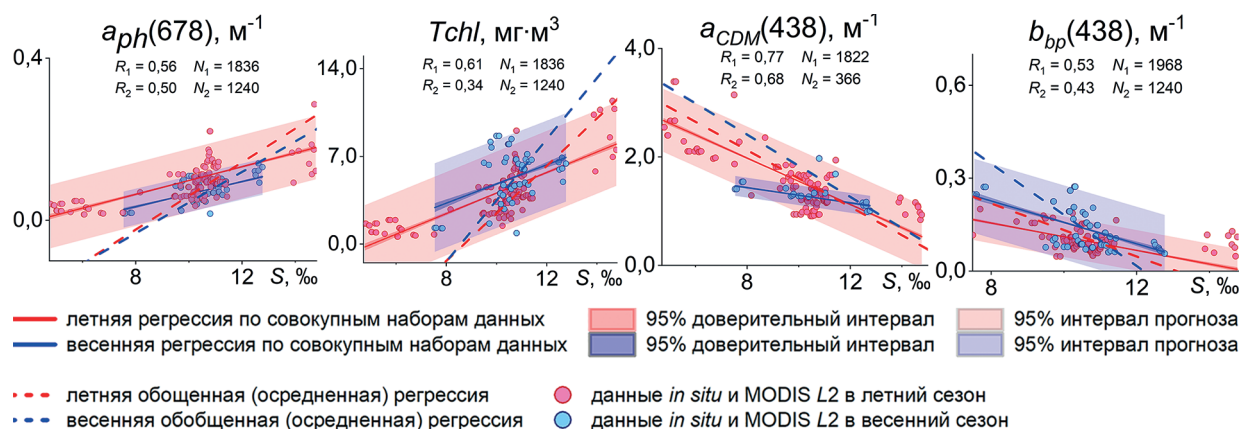


Рис. 4. Графики регрессионных зависимостей между совокупными наборами региональных спутниковых продуктов и измеренными значениями солености с соответствующими 95 % доверительными интервалами и 95 % интервалами прогноза, коэффициентами корреляции и объемом данных. Графики обобщенных (осредненных) зависимостей те же, что на рис. 3

Fig. 4. Plots of regressions between regional biooptical products and measured salinity values with respective 95 % confidence intervals, 95 % prediction intervals, correlation coefficients, and data volume. Plots of generalized (averaged) dependencies are the same as in Fig. 3

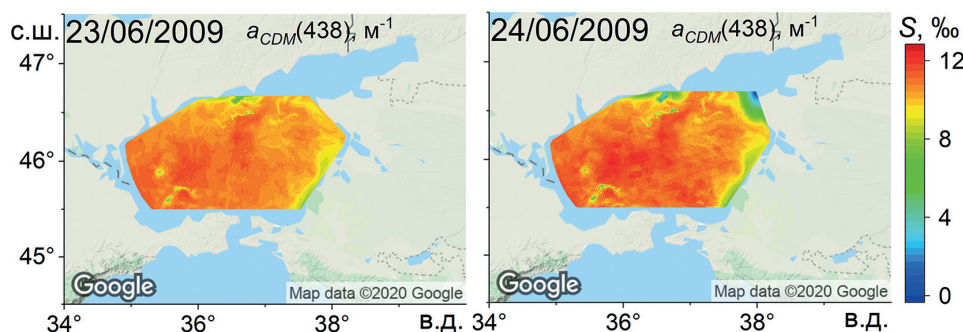


Рис. 5. Результаты восстановления полей солености для II субрегиона Азовского моря по значению $a_{CDM}(438)$

Fig. 5. Results of recovering salinity fields from $a_{CDM}(438)$ for the II area of the Sea of Azov

Верификация восстановленных данных по солености в Азовском море. Для верификации полученных результатов выполнено сопоставление их со среднемноголетними значениями солености, полученным по архивными данными *in situ* 1913–2006 гг. В работе [20] выполнен анализ трендов солености Азовского моря в различные периоды: 1913–1939, 1946–1981, 1986–2018 гг. Сравнение результатов восстановленных значений солености проведено для современных периодов 1986–2018 гг. и с 2000–2018 гг., выбор которых обусловлен наличием данных зондирования начиная с 2000 г. Сравнение проводится по II субрегиону Азовского моря в весенний и летний сезоны. Для этого анализа из наборов данных *in situ* и региональных продуктов MODIS сформированы два массива для летнего и весеннего сезонов. Эти данные используются в процедуре восстановления солености по каждому из биооптических параметров на основании уравнений, приведенных в табл. 1. и затем осредняются.

Сопоставление полученных средних значений солености с наблюдаемыми трендами солености продемонстрировано на рис. 6.

Здесь показаны летний и весенний тренды солености для периодов 1986–2018 гг. и 2000–2018 гг. с соответствующими 95 % доверительными интервалами. Кроме этого на рис. 6 приведены временные ряды средних значений солености, восстановленной по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$, $Tchl$, $a_{CDM}(438)$ и $b_{bp}(438)$ на основании обобщенных уравнений осредненных регрессий (сплошные линии) и полученных по совокупным данным (пунктирные линии).

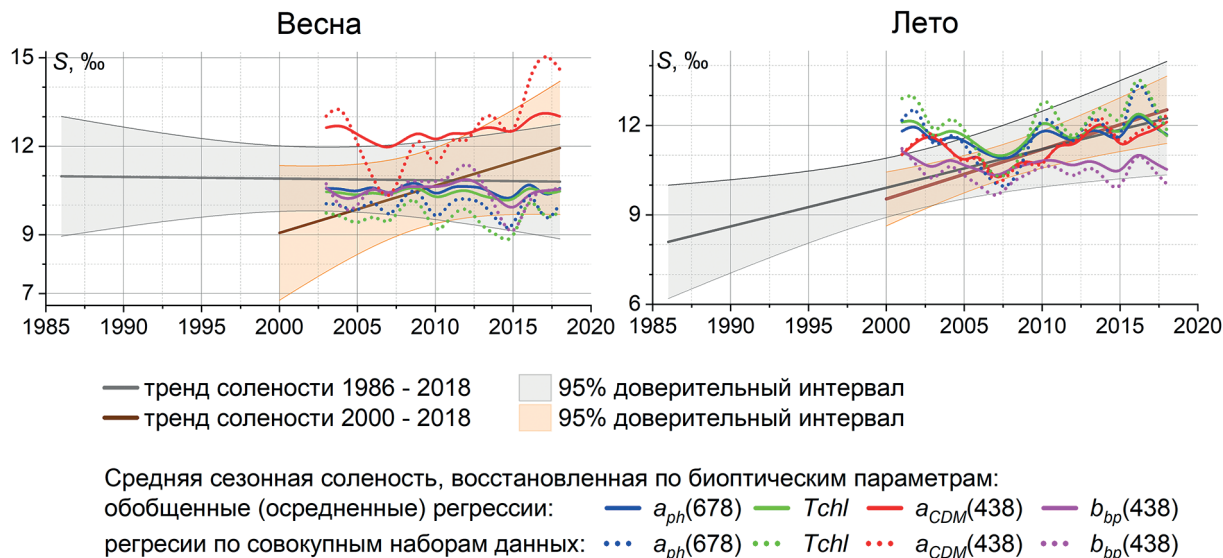


Рис. 6. Летний и весенний тренды солёности для периодов 1986–2018 гг. и 2000–2018 гг. с соответствующими 95 % доверительными интервалами. Временные ряды средних значений солёности, восстановленной по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$, $Tchl$, $a_{CDM}(438)$ и $b_{bp}(438)$. Сплошными линиями показаны результаты восстановления по обобщенным (осредненным) регрессиям, пунктирными — по совокупным данным

Fig. 6. Summer and spring salinity trends for the periods 1986–2018 and 2000–2018 with the corresponding 95 % confidence intervals. Time series of mean salinity values recovered from $a_{ph}(678)$, $Tchl$, $a_{CDM}(438)$, and $b_{bp}(438)$. The solid lines show the results of recovery by generalized (averaged) regressions, the dotted lines show the results of cumulative data recovery

Видно, что, начиная с 2005 г., в летний и весенний сезоны 95 % доверительные интервалы современных трендов солёности практически полностью покрывают распределение средних значений восстановленной солёности по всем региональным спутниковым продуктам. Исключения составляют результаты, полученные по $a_{CDM}(438)$ весной и $b_{bp}(438)$ — летом. В этих случаях, графики выходят за пределы или присутствуют в доверительной области только одного из трендов. Тем не менее, в летние сезоны 2000–2005 гг. наилучший результат восстановления солёности получен по $b_{bp}(438)$, а средняя солёность, восстановленная по другим параметрам $a_{ph}(678)$, $Tchl$ и $a_{CDM}(438)$ находится вне доверительных полос обоих трендов. Также с 2005–2018 гг. наилучший результат восстановления солёности получен по $a_{CDM}(438)$, график средней солёности практически совпадает с линией современного тренда 2000–2018 гг. Таким образом, не выявлен спутниковый региональный продукт, восстановление солёности по которому является наиболее точным. В этой связи, для восстановления солёности, наиболее приближенной к наблюдаемым среднесезонным трендам, необходим комплексный анализ результатов, полученных по различным биооптическим параметрам.

Анализируя результаты восстановления, полученные с использованием различных подходов к составлению обобщенных регрессионных уравнений, отметим, что графики средней солёности, восстановленной путем осреднения коэффициентов регрессий, чаще присутствуют в области 95 % доверительных полос по сравнению с графиками солёности, восстановленной по совокупным данным.

5. Заключение

В работе представлен анализ результатов восстановления полей солёности Азовского моря на основе использования обобщенных эмпирических (регрессионных) уравнений, связывающих данные *in situ* с региональными спутниковыми продуктами. Точность представленного метода восстановления поля солёности разная и зависит от сезона и выбора биооптического параметра. При этом средние значения восстановленной солёности находятся в пределах 95 % доверительных полос 32-х и 18-ти летних трендов, полученных по данным *in situ*. Диапазон применимости метода восстановления солёности для весеннего и летнего сезонов обусловлен изменчивостью солёности в первых двух регионах Азовского моря. Отмечено, что графики средней солёности, восстановленной путем осреднения коэффициентов регрессий, чаще присутствуют в области 95 % доверительных полос наблюдаемых среднесезонных трендов по сравнению с графиками солёности восстановленной по совокупным данным. Результат анализа различных подходов при получении

обобщенных эмпирических (регрессионных) уравнений показал возможность использования единого обобщенного уравнения, построенного как путем осреднения регрессий, так и по совокупным наборам данных для весеннего и летнего сезонов. В дальнейших исследованиях для повышения точности метода восстановления солёности планируется уточнение коэффициентов регрессий и комплексный анализ результатов, полученных по различным биооптическим параметрам.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555–2022–0003 «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»).

Funding

The work was carried out within the framework of the state task on theme No. 0555–2022–0003 “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”).

Литература

1. Wolanski E., Elliott M. Estuarine ecohydrology: An introduction. Amsterdam: Elsevier Science, 2015. 322 p.
2. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Серых И.В., Лебедев С.А. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Черного и Азовского морей (1980–2020 гг.) // Океанология. 2021. Т. 61, № 6. С. 900–912. doi:10.31857/S003015742106006X
3. Шульга Т.Я., Суслин В.В. Исследование эволюции пассивной примеси в поверхностном слое Азовского моря на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua в гидродинамическую модель // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 3. С. 73–80. doi:10.7868/S2073667318030097
4. Konik M., Kowalewski M., Bradtke K., Darecki M. The operational method of filling information gaps in satellite imagery using numerical models // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2019. Vol. 75. P. 66–82. doi:10.1016/j.jag.2018.09.002
5. Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А. Исследование связи солёности и флуоресценции желтого вещества в Карском море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 3. С. 34–39. doi:10.7868/S2073667318030048
6. Шульга Т.Я., Суслин В.В., Станичная Р.Р. Численное исследование процессов эволюции загрязнений в Азовском море с использованием данных спутниковых наблюдений // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 40–52. doi:10.22449/0233–7584–2017–6–40–52
7. Шульга Т.Я., Суслин В.В., Шукало Д.М., Ингеров А.В. Исследование связи между сезонными изменениями солёности Азовского моря и биооптическими характеристиками по данным спутникового зондирования в видимом диапазоне спектра // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 68–75. doi:10.7868/S2073667320020082
8. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models / Ed.N. Heaps. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1987. Vol. 4. P. 1–16.
9. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/ (дата обращения: 02.09.2022).
10. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/ (дата обращения: 02.09.2022).
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.V. Азовское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 236 с.
12. Книпович Н.М. Работа Азовской научно-промысловой экспедиции в 1922–1924 гг. (предварительный отчет) // Труды Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции Керчь, 1926. Вып. 1. С. 4–51.
13. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 247 с.
14. Лоция Азовского моря. URL: http://parusa.narod.ru/bib/books/azov_loc (дата обращения: 14.02.2022).
15. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. С. 107–112. doi:10.31857/S268673972005014X

16. Матишов Г.Г., Гаргопа Ю.М., Бердников С.В., Дженюк С.Л. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. 2006. М., Наука: 304 с.
17. Matishov G., Matishov D., Gargopa Y., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I. 2006. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2006. G. Matishov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS59, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 103 pp., CD-ROM.
18. Матишов Г.Г., Бердников С.В., Жичкин А.П. и др. Атлас климатических изменений в больших морских экосистемах Северного полушария (1878–2013). Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2014. 256 с.
19. Баянкина Т.М., Годин Е.А., Жук Е.В., Ингеров А.В., Исаева Е.А., Халиулин А.Х. Информационные ресурсы Морского гидрофизического института РАН // Процессы в геосредах. 2017. № 4 (13). С. 651–659.
20. Shukalo D.M., Shul'ga T. Ya. Long-term and seasonal anomalies of the Sea of the Azov thermohaline structure for 1913–2018 // Journal of Physics Conference Series. 2021. 2057(1):012133. doi:10.1088/1742–6596/2057/1/012133
21. Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н., Кучерявый А.А. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора *SEAWIFS* // Морской гидрофизический журнал. 2002. № 6. С. 44–54.
22. Suslin V.V., Churilova T. Ya., Efimova T.V. et al. Regional bio-optical algorithm for remote estimation of the sea of Azov's IOPS // Proceedings of SPIE. 2020. Vol. 11560. doi:10.1117/12.2574273
23. Шульга Т.Я., Суслин В.В. Сезонная изменчивость IOPs в Азовском море на основе данных дистанционного зондирования и моделирования // Труды XI Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» с международным участием (Санкт-Петербург, 29.09.2021–01.10.2021). СПб.: Химиздат, 2021. С. 106–111.

References

1. Wolanski E., Elliott M. Estuarine ecohydrology: An introduction. *Elsevier Science, Amsterdam*, 2015. 322 p.
2. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Serykh I.V., Lebedev S.A. Climate change in the hydrometeorological parameters of the Black and Azov Seas (1980–2020). *Oceanology*. 2021, 61, 745–756. doi:10.1134/S0001437021060060
3. Shul'ga T. Ya., Suslin V.V. Investigation of the evolution of the suspended solids in the Sea of Azov based on the assimilation of satellite data in a hydrodynamic model. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018, 11, 3, 73–80 (In Russian). doi:10.7868/S2073667318030097
4. Konik M., Kowalevski M., Bradtke K., Darecki M. The operational method of filling information gaps in satel-lite imagery using numerical models. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2019, 75, 66–82.
5. Glukhovets D.I., Goldin Yu.A. Research of the relationship between salinity and yellow substance fluorescence in the Kara Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018, 11, 3, 34–39 (In Russian). doi:10.7868/S2073667318030048
6. Shul'ga T. Ya., Suslin V.V., Stanichnaya R.R. Numerical Research of the Pollution Surface and Deep-Sea Evolution in the Sea of Azov Using Satellite Observation Data. *Physical Oceanography*. 2017, 6, 36–46. doi:10.22449/1573-160X-2017-6-36-46
7. Shul'ga T. Ya., Suslin V.V., Shukalo D.M., Ingerov A.V. Research of the relations between the seasonal variability of salinity and bio-optical features in the Sea of Azov using the satellite data in the visible spectrum range. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13, 2, 68–75 (In Russian). doi:10.7868/S2073667320020082
8. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model. *Three-Dimensional Coastal Ocean Models* / Ed.N. Heaps. Washington, D.C.: *American Geophysical Union*. 1987, 4, 1–16.
9. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/ (access date: 02.09.2022).
10. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/ (access date: 02.09.2022).
11. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Vol. V. The Sea of Azov. *SPb., Gidrometeoizdat*, 1991. 236 p. (In Russian).
12. Knipovich N.M. The work of the Azov scientific and fishing expedition in 1922–1924. (preliminary report). *Trudy Azovo-Chernomorskoj nauchno-promyslovoj ekspedicii Kerch'*, 1926, 1, 4–51. (In Russian).
13. Hydrometeorological reference book of the Sea of Azov. *L., Gidrometeoizdat*, 1962. 247 p. (In Russian).
14. Location of the Sea of Azov. URL: http://parusa.narod.ru/bib/books/azov_loc (access date: 14.02.2022). (In Russian).
15. Matishov G.G., Grigorenko K.S. Dynamic mode of the Azov Sea in conditions of salinization. *Doklady Earth Sciences*. 2020, 492(1), 376–381. doi:10.1134/S1028334X20050141
16. Matishov G.G., Gargopa Yu.M., Berdnikov S.V., Dzhenyuk S.L. Patterns of ecosystem processes in the Sea of Azov. М., Наука, 2006. 304 p. (In Russian).

17. Matishov G., Matishov D., Gargopa Y., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I. 2006. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2006. G. Matishov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS59, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 103 pp., CD-ROM.
18. Matishov G.G., Berdnikov S.V., Zhichkin A.P. et al. Atlas of climatic changes in nine large marine ecosystems of the Northern hemisphere (1827–2013). Rostov-on-Don, SSC RAS, 2014. 256 p. (In Russian).
19. Bayankina T.V., Godin E.A., Zhuk E.V. et al. Information resources of Marine Hydrophysical Institute of the RAS. *Processes in GeoMedia*. 2017, 4(13), 651–659 (In Russian).
20. Shukalo D.M., Shul'ga T. Ya. Long-term and seasonal anomalies of the Sea of the Azov thermohaline structure for 1913–2018. *Journal of Physics Conference Series*. 2021, 2057(1):012133.
21. Suetin V.S., Suslin V.V., Korolev S.N. et al. Analysis of the variability of the optical properties of water in the Black Sea in summer 1998 according to the data of a SeaWiFS satellite instrument. *Physical Oceanography*. 2002, 12, 331–340. doi:10.1023/A:1021729229168
22. Suslin V.V., Churilova T. Ya., Efimova T.V. et al. Regional bio-optical algorithm for remote estimation of the sea of Azov's IOPS. *Proceedings of SPIE*. 2020, 115600R.
23. Shul'ga T.Y., Suslin V.V. The seasonal variability of IOPs in the Sea of Azov based on remote sensing and modeling. *Proceedings of the XI International conference «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2021)* (St. Petersburg, 29.09.2021–01.10.2021). St. Petersburg, Khimizdat, 2021, 106–111 (In Russian).

Об авторах

ШУЛЬГА Татьяна Яковлевна	Кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22	ORCID ID: 0000-0002-7873-6697, WoS ResearcherID: P-9894-2015, Scopus AuthorID: 57205873490, elibrary AuthorID: 825146, e-mail: shulgaty@mail.ru
СУСЛИН Вячеслав Владимирович	Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22	ORCID ID: 0000-0002-8627-7603, WoS ResearcherID: B-4994-2017, Scopus AuthorID: 6603566261, elibrary AuthorID: 825673, e-mail: slava.suslin@gmail.com
ШУКАЛО Дмитрий Михайлович	Аспирант, младший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Капитанская ул., д. 2, г. Севастополь, Россия), ROR 05961na22	ORCID ID: 0000-0001-5708-4602, elibrary AuthorID: 1046785, e-mail: mitya.googlovich@gmail.com

УДК 551.465

© А. Г. Лучинин*, М. Ю. Кириллин, 2022

Институт прикладной физики РАН, 603950, ул. Ульянова, д. 46, г. Нижний Новгород, Россия

*E-mail: luch@ipfran.ru

ХАРАКТЕРИСТИКИ СИСТЕМЫ ВИДЕНИЯ НА ВОЛНАХ ФОТОННОЙ ПЛОТНОСТИ ПРИ НАБЛЮДЕНИИ ПОДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЧЕРЕЗ ВЗВОЛНОВАННУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

Статья поступила в редакцию 10.11.2021, после доработки 30.12.2021, принята в печать 01.02.2022

Аннотация

Исследовано влияние взволнованной поверхности на разрешающую способность систем видения, использующих для подсветки узкие модулированные пучки. Сформулированы соотношения, связывающие комплексные амплитуды волн фотонной плотности, распространяющихся через взволнованную границу и слой воды, с основными параметрами задачи. Эти соотношения учитывают конечную высоту волн и изменение длины траекторий фотонов при случайном преломлении лучей при вхождении в воду. Введены усредненные по ансамблю реализаций поверхностного волнения оптическая передаточная функция взволнованной поверхности и функция рассеяния пучка. Исследованы зависимости этих функций от интегральных параметров волнения — дисперсии возвышений и дисперсии уклонов. Выполнены оценки вкладов поверхностного волнения и слоя воды в формирование оптических передаточных функций и в общий уровень сигнала от подводного объекта при его наблюдении с применением волн фотонной плотности. Показано, что в некотором диапазоне глубин, пространственных частот и частот модуляции пучка подсветки системы с применением волн фотонной плотности могут иметь преимущества перед системами со стационарной подсветкой.

Ключевые слова: системы видения, взволнованная поверхность, оптическая передаточная функция, волны фотонной плотности, многократное рассеяние

© А. Г. Luchinin*, V. Yu. Kirillin, 2022

Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, 603950, Ul'anova str., 46, Nizhny Novgorod, Russia

*E-mail: luch@ipfran.ru

CHARACTERISTICS OF THE IMAGE SYSTEM BASED ON PHOTON DENSITY WAVES IN OBSERVING UNDERWATER OBJECTS THROUGH A WAVED SURFACE

Received 10.11.2021; Revised 30.12.2021; Accepted 01.02.2022

Abstract

The wavy surface effect on the resolution of optical imaging systems employing narrow modulated probing beams is studied. Relations are formulated connecting the complex amplitudes of the photon density waves (propagating through the wavy interface and the water layer) to the main parameters of the problem. These relations consider the finite waves height and the change in the photon trajectory length due to random refraction of rays upon entering the water. The optical transfer function of the wavy surface and the beam scattering function averaged over the ensemble of surface waving realizations are introduced. The dependences of these functions on the surface waves integral parameters, namely, the elevations and slopes dispersions, are examined. The contributions of surface waving and water layer to the generation of optical transfer functions and to the overall signal level from an underwater object when it is imaged using photon density waves are estimated. It is shown that in a certain range of depths, spatial frequencies, and illumination beam modulation frequencies, the systems employing photon density waves can demonstrate advantages over the systems with stationary illumination.

Keywords: imaging systems, wavy surface, modulated transfer function, photon density waves, multiply scattering

Ссылка для цитирования: Лучинин А.Г., Кириллин М.Ю. Характеристики системы видения на волнах фотонной плотности при наблюдении подводных объектов через взволнованную поверхность // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 3. С. 125–136. doi:10.48612/fpg/7k5k-zu86-nxhz

For citation: Luchinin A.G., Kirillin V. Yu. Characteristics of the Image System based on Photon Density Waves in Observing Underwater Objects through a Waved Surface. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 3, 125–136.

doi:10.48612/fpg/7k5k-zu86-nxhz

1. Введение

В ряде работ в различных приближениях было показано, что использование световых пучков, модулированных по мощности высокой частотой, в качестве подсветки при формировании изображения в подводных системах видения может увеличить пространственное разрешение таких систем [1–4]. Этот эффект обусловлен подавлением диффузной переменной составляющей излучения на периферии пучка подсветки за счет интерференции волн фотонной плотности при многократном рассеянии в воде. Он был также подтвержден серией лабораторных экспериментов [5, 6]. В связи с этим представляет интерес оценить возможность использования модулированных пучков подсветки (волн фотонной плотности) для формирования изображения при наблюдении через взволнованную поверхность. Взволнованная поверхность по отношению к волнам фотонной плотности играет роль случайного фазового экрана, искажающего структуру преломленного поверхностью светового поля и, соответственно, структуру формируемого изображения. Фундаментальной характеристикой системы видения является оптическая передаточная функция (ОПФ), определяющая передачу контраста наблюдаемого объекта в виде бесконечной миры с синусоидальным распределением коэффициента отражения. Впервые ОПФ системы видения применительно к наблюдению через взволнованную поверхность была введена в работе [7], где было показано, что для описания изображения, усредненного по ансамблю реализаций поверхностного волнения, эта функция может быть выражена через характеристическую функцию уклонов волн. Обобщение этого результата с учетом эффектов многократного рассеяния света в воде выполнено в работе [8]. В этой работе было показано, что среднестатистическая ОПФ системы наблюдения через взволнованную поверхность может быть представлена в виде произведения частных ОПФ: ОПФ поверхности и ОПФ слоя воды между поверхностью моря и объектом наблюдения, например, дном. Этот результат был получен в малоугловом приближении уравнения переноса излучения, не учитывающего разброс фотонов по путям пробега при многократном рассеянии. Равным образом в этом приближении не учитывался этот же эффект за счет конечной высоты волн и изменения длины траекторий фотонов при случайном преломлении при вхождении в воду. Оценке влияния этих эффектов на статистические характеристики ОПФ систем видения через взволнованную поверхность при использовании модулированных пучков подсветки и посвящена настоящая работа. При этом мы будем основываться на принципах и аналитических соотношениях теории переноса изображения в рассеивающих средах, сформулированных в работах [9–12].

2. Методы

2.1. Постановка задачи

Конкретизируем схему наблюдения и некоторые важные параметры. Пусть система наблюдения располагается на высоте H над средним уровнем взволнованной поверхности. Полагая, что источник излучения и приемник совмещены в пространстве, их координаты в горизонтальной плоскости зададим вектором $\mathbf{r}_S$. Пусть объект наблюдения с диффузным коэффициентом отражения $R(\mathbf{r})$ находится на глубине Z . Его изображение может формироваться в результате сканирования объекта узким пучком и воспроизводства в приемной системе мощности сигнала, отраженного объектом, как функции положения оси пучка подсветки или его направления. Если положение пучка в плоскости объекта задается вектором $\mathbf{r}_0$, то определение оптического изображения объекта сводится к нахождению распределения мощности сигнала $P_{ob}(\mathbf{r}_0)$, соответствующего данному распределению коэффициента отражения объекта $R(\mathbf{r})$. Вектор $\mathbf{r}_0$ в случае гладкой поверхности раздела воздух — вода связан с направлением излучения соотношением $\mathbf{r}_0 = \mathbf{r}_S + \mathbf{n}_0(H + Z/m)$ (рис. 1). Здесь $\mathbf{n}_0$ — проекция на горизонтальную плоскость единичного вектора $\mathbf{n}$, определяющего направление оси пучка подсветки, m — коэффициент преломления воды.

В общем случае нестационарной подсветки и произвольных диаграммах направленности излучателя и приемника уравнение, связывающее мощность сигнала $P_{ob}(\mathbf{r}_0, t)$ с распределением $R(\mathbf{r})$, параметрами системы наблюдения и свойствами среды имеет вид [9]:

$$P_{ob}(\mathbf{r}_0, t) = \frac{\Sigma \Delta \Omega (1 - R_{sf})^2}{\pi m^2} \iiint_{\infty} R(\mathbf{r}) E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, t') E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, t - t') d\mathbf{r} dt', \quad (1)$$

где Σ и Ω — площадь приемной апертуры и телесный угол приема, m — показатель преломления воды, R_{sf} — коэффициент отражения поверхности, который в пределах поля зрения мы полагаем не зависящим от угла падения лучей, $P^0(t)$ — мощность источника излучения, $E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, t)$ — распределение облученности,

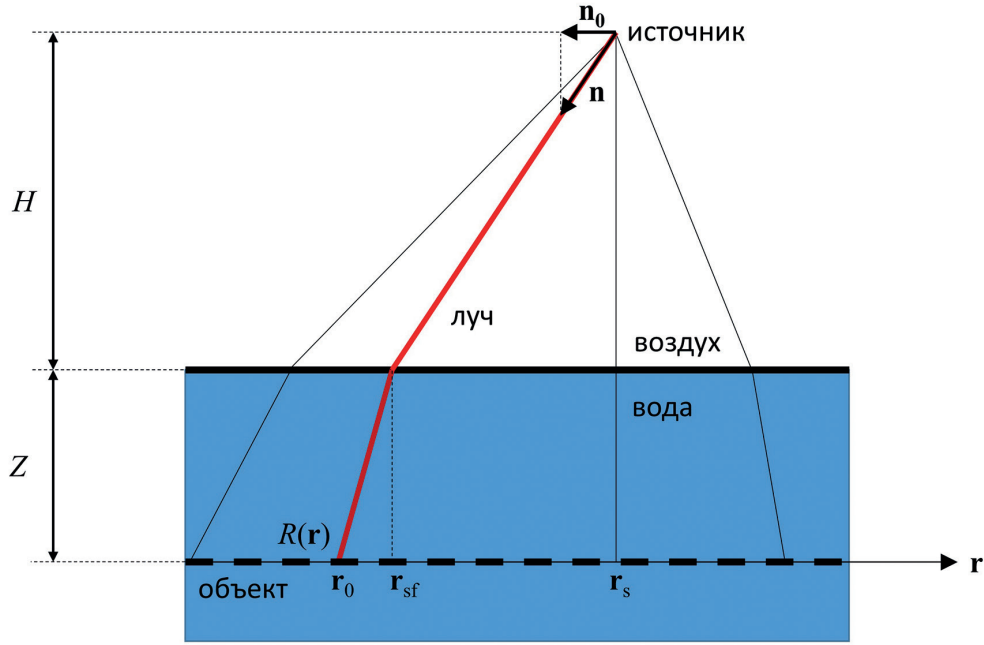


Рис. 1. Схема хода лучей

Fig. 1. Ray path diagram

создаваемое зондирующим пучком, $E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, t)$ — аналогичное распределение, создаваемое фиктивным источником сигнала с единичной энергией, с такими же, как у приемника, пространственно-угловыми характеристиками и временной зависимостью, воспроизводящей импульсную переходную характеристику системы приема и обработки сигнала, $\mathbf{r}_0$ — вектор, описывающий положение центра пучка подсветки и приемной диаграммы в плоскости объекта. Если источник излучения модулируется во времени гармоническим сигналом с частотой ω и в приемнике детектируется переменная составляющая сигнала на этой частоте, то уравнение (1) может быть преобразовано к виду:

$$P_{ob}(\mathbf{r}_0, \omega) = \frac{\Sigma \Delta \Omega P_{\omega}^0 (1 - R_{sf})^2}{\pi m^2} \iint_{\infty} R(\mathbf{r}) E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) d\mathbf{r}, \quad (2)$$

где P_{ω}^0 амплитуда переменной составляющей мощности источника. Конкретизируем далее характеристики приемника и излучателя. Пусть приемник имеет широкую диаграмму направленности, которую можно считать изотропной в пределах поля зрения. Излучатель формирует узкий пучок, переменную составляющую яркости которого можно аппроксимировать дельта-функциями по пространственным и угловым переменным:

$$I_S(\mathbf{r}, \mathbf{n}, \omega) = P_{\omega}^0 \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_S) \delta(\mathbf{n} - \mathbf{n}_0). \quad (3)$$

Поскольку при входе в воду свет преломляется случайным образом, подынтегральные функции E_S и E_R в (2) имеют случайный характер и мощность сигнала P_{ob} также является случайной величиной. Для сигнала, усредненного по ансамблю реализаций взволнованной поверхности справедливо соотношение:

$$\langle P_{ob}(\mathbf{r}_0, \omega) \rangle = \frac{\Sigma \Delta \Omega P_{\omega}^0 (1 - R_{sf})^2}{\pi m^2} \iint_{\infty} R(\mathbf{r}) \langle E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle d\mathbf{r}. \quad (4)$$

В дальнейшем мы будем пренебрегать корреляционными связями между функциями E_S и E_R . Их влияние на характеристики системы видения, в частности на вид усредненной ОПФ исследовалось в работе [13]. Оценки, проведенные в этой работе, показывают, что корреляционные эффекты приводят к заметному изменению ОПФ только в области высоких пространственных частот, где контраст формируемого изображения мал. Поэтому здесь мы будем пренебрегать этим эффектом и считать, что справедливо равенство:

$$\langle E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle = \langle E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle \langle E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle. \quad (5)$$

Уместно заметить, что при других способах формирования изображения (например, при синхронном сканировании пучком и узкой приемной диаграммой) эти оценки, полученные в [13], и общий анализ влияния поверхности требуют уточнения.

Введем в явном виде зависимости функций от характеристик волнения. Ограничимся для простоты анализом свойств этих функций в центральной части изображения, считая, что их структура не меняется при изменении координаты $\mathbf{r}_0$. В этом случае формируемый сигнал зависит только от разности $\mathbf{r}_0$ и $\mathbf{r}$. Это эквивалентно пренебрежению эффектами, связанными с нарушением изопланатизма изображения и позволяет для упрощения формул положить в (4) $\mathbf{r}_0 = 0$, $\mathbf{n}_0 = 0$. В этом приближении в отсутствие волнения (в случае гладкой поверхности) распределение комплексной амплитуды переменной составляющей облученности E_S на глубине Z можно представить в виде произведения

$$E_S(\mathbf{r}, Z, \omega) = e(\mathbf{r}, Z, \omega) \exp\left(-i \frac{\omega}{c} (H + mZ)\right), \quad (6)$$

где c — скорость света. Величина $\phi_0 = -\frac{\omega}{c} (H + mZ)$ описывает регулярный (геометрический) набег фазы, а функция $e(\mathbf{r}, Z, \omega)$ — распределение облученности в волне фотонной плотности, создаваемого точечным мононаправленным источником, расположенным на границе раздела, в плоскости $Z = \text{const}$ с учетом дополнительного набег фазы, обусловленного многократным рассеянием в воде. При преломлении пучка на взволнованной поверхности происходит изменение направления его распространения в воде и расстояния до его пересечения с плоскостью $Z = \text{const}$. Поэтому соотношение (6) должно быть преобразовано следующим образом:

$$E_S(\mathbf{r}, Z, \omega) = e(\mathbf{r} + Zq\boldsymbol{\eta}, Z, \omega) \exp\left(-i \frac{\omega}{c} \left(H - \xi + m \left(Z + \xi + Zq^2 \frac{\eta^2}{2}\right)\right)\right), \quad (7)$$

где ξ — случайное возвышение поверхности в точке входа луча в воду, $\eta = -\nabla \xi$ — уклон поверхности в той же точке, $q = (m-1)/m$. При преобразовании аргументов функции $E_S(\cdot)$ в (7) предполагалось выполнение неравенств: $q|\boldsymbol{\eta}| \ll 1$ и $\xi \ll Z$. Введем далее спектр поперечного распределения облученности $e(\mathbf{r}, Z, \omega)$ в отсутствие волнения:

$$\Phi(\mathbf{k}, Z, \omega) = (2\pi)^{-2} \iint e(\mathbf{r}, Z, \omega) \exp(-i\mathbf{k}\mathbf{r}) d\mathbf{r}. \quad (8)$$

Считая $\mathbf{r}$, $\boldsymbol{\eta}$ независимыми переменными, введем аналогично (8) Фурье-трансформанту функции $E_S(\mathbf{r}, Z, \omega)$:

$$\Phi_S(\mathbf{k}, Z, \omega) = (2\pi)^{-2} \iint e_S(\mathbf{r}, Z, \omega) \exp(-i\mathbf{k}\mathbf{r}) d\mathbf{r}. \quad (9)$$

Как следует из (7), (8)

$$\Phi_S(\mathbf{k}, Z, \omega) = \Phi(\mathbf{k}, Z, \omega) \exp\left(iZq\mathbf{k}\boldsymbol{\eta} - i \frac{\omega}{c} \left(H - \xi + m \left(Z + \xi + Zq^2 \frac{\eta^2}{2}\right)\right)\right). \quad (10)$$

Усредняя (10) по ансамблю реализаций поверхностного волнения, получим уравнение для статистически среднего пространственного спектра переменной составляющей облученности:

$$\langle \Phi_S(\mathbf{k}, Z, \omega) \rangle = \iiint \Phi_S(\mathbf{k}, Z, \omega, \xi, \boldsymbol{\eta}) W(\xi, \boldsymbol{\eta}) d\xi d\boldsymbol{\eta}, \quad (11)$$

где $W(\xi, \boldsymbol{\eta})$ — совместная функция распределения вероятности возвышений и уклонов. Одноточечная функция распределения возвышений и уклонов, применимая в (11), может быть представлена в виде произведения $W(\xi, \boldsymbol{\eta}) = W(\xi)W(\boldsymbol{\eta})$. Это равенство справедливо в силу равенства нулю моментов распределения $\langle \xi(\mathbf{r}_1)\eta_x(\mathbf{r}_2) \rangle$, $\langle \xi(\mathbf{r}_1)\eta_y(\mathbf{r}_2) \rangle$ при $\mathbf{r}_1 = \mathbf{r}_2$. Полагая далее волнение нормальным и изотропным, функции распределения возвышений и уклонов представим в виде функций Гаусса, т.е.: $W(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_\xi^2}} \exp\left(-\frac{\xi^2}{2\sigma_\xi^2}\right)$ и

$W(\boldsymbol{\eta}) = \frac{1}{2\pi\sigma_\eta^2} \exp\left(-\frac{\eta^2}{2\sigma_\eta^2}\right)$. Тогда из (4), (5) получим выражение для среднестатистической величины функции Φ_S :

$$\langle \Phi_S(\mathbf{k}, Z, \omega) \rangle = \frac{\Phi(\mathbf{k}, Z, \omega)}{1 + i\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2} \exp \left(-i\varphi_0 - \frac{\kappa^2 q^2 \sigma_\xi^2}{2} - \frac{k^2 Z^2 q^2 \sigma_\eta^2}{2(1 + i\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2)} \right), \quad (12)$$

где κ — волновое число в воде ($\kappa = m\omega/c$), σ_ξ^2 и σ_η^2 — дисперсия возвышений и уклонов поверхности соответственно. Таким образом, пространственный спектр переменной составляющей облученности $\langle E_S(\mathbf{r}, Z, \omega) \rangle$ может быть представлен в виде произведения спектра в отсутствие волнения на дополнительную функцию, описывающую влияние волнения, которое сводится не только к ослаблению спектра на высоких пространственных частотах, но и к общему ослаблению сигнала за счет случайного изменения фазы при конечной высоте поверхностных волн.

Обратимся к виду функции $\langle E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle$. С учетом введенных выше приближений эту функцию можно представить в виде:

$$\langle E_R(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle = \frac{1}{\Delta\Omega} \iint \langle e_S(\mathbf{r} + \mathbf{n}(H + Z/m), Z, \omega) \rangle d\mathbf{n} = \frac{(2\pi)^2 \langle \Phi_S(k=0, Z, \omega) \rangle}{\Delta\Omega (H + Z/m)^2}. \quad (13)$$

Поскольку $\langle E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle = \iint \langle \Phi_S(k, Z, \omega) \rangle \exp(i\mathbf{k}(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0)) d\mathbf{k}$, уравнение (2) может быть записано в форме:

$$\langle P_{ob}(\mathbf{r}_0, \omega) \rangle = \frac{\Sigma (2\pi)^2 P_\omega^0 (1 - R_{sf})^2 \langle \Phi_S(k=0, Z, \omega) \rangle}{\pi m^2 (H + Z/m)^2} \iint_\infty R(\mathbf{r}) \iint \langle \Phi_S(k, Z, \omega) \rangle \exp(i\mathbf{k}(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0)) d\mathbf{k} d\mathbf{r}. \quad (14)$$

Для однородно отражающего объекта (дна с равномерным распределением коэффициента отражения R_0) из (14) следует формула для комплексной амплитуды принимаемого сигнала:

$$\langle P_{ob}(\omega) \rangle = \frac{\Sigma R_0 P_\omega^0 (1 - R_{sf})^2 (2\pi)^4 \langle \Phi_S(k=0, Z, \omega) \rangle^2}{\pi m^2 (H + Z/m)^2}. \quad (15)$$

Его модуль определяется уравнением:

$$|\langle P_{ob}(\omega) \rangle| = \frac{\Sigma R_0 P_\omega^0 (1 - R_{sf})^2 (2\pi)^4 |\langle \Phi(0, Z, \omega) \rangle|^2 \exp(-\kappa^2 q^2 \sigma_\xi^2)}{\pi m^2 (H + Z/m)^2 \left(1 + (\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2)^2 \right)}. \quad (16)$$

Таким образом, влияние волнения на общий уровень отраженного сигнала приводит к экспоненциальному ослаблению сигнала с ростом частоты за счет его расфазировки при конечной высоте волн и степенному ослаблению за счет расфазировки при угловом разбросе лучей. ОПФ характеризует передачу контраста при формировании изображения объекта в виде мира с синусоидальным коэффициентом отражения как функцию ее пространственной частоты. Поэтому, подставив в (14) распределение $R(\mathbf{r})$ в виде гармонической функции с пространственной частотой $\mathbf{k}$, после несложных преобразований нетрудно получить выражение для контраста формируемого изображения:

$$K_{ob} = (P_{ob}^{\max} - P_{ob}^{\min}) / (P_{ob}^{\max} + P_{ob}^{\min}) = K_0 \Theta_{tot}(\mathbf{k}, Z, \omega), \quad (17)$$

где $P_{ob}^{\max}$ и $P_{ob}^{\min}$ — комплексные амплитуды сигналов при ориентации пучка подсветки на точки объекта с максимальным и минимальным коэффициентом отражения соответственно, K_0 — начальный или истинный контраст мира, $\Theta_{tot}(\mathbf{k}, Z, \omega)$ — ОПФ системы наблюдения, которая может быть представлена в виде произведения независимо рассчитанных ОПФ слоя воды и поверхности:

$$\Theta_{tot}(\mathbf{k}, Z, \omega) = \Theta_{wat}(\mathbf{k}, Z, \omega) \Theta_{sf}(\mathbf{k}, Z, \omega), \quad (18)$$

$$\Theta_{wat}(\mathbf{k}, Z, \omega) = \frac{\Phi(\mathbf{k}, Z, \omega)}{\Phi(\mathbf{k}=0, Z, \omega)}, \quad (19)$$

$$\Theta_{sf}(\mathbf{k}, Z, \omega) = \exp \left(-\frac{k^2 Z^2 q^2 \sigma_\eta^2}{2(1 + i\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2)} \right). \quad (20)$$

При $\omega = 0$ (18) совпадает с полученным ранее в малоугловом приближении результатом применительно к стационарным полям [8].

Полученные соотношения позволяют оценить влияние различных факторов на характеристики системы наблюдения и сравнить вклады взволнованной поверхности и рассеяния в воде на формирование сигнала.

2.2. ОПФ взволнованной поверхности

Прежде чем перейти к сравнению потерь, вносимых поверхностью и слоем воды в формирование совместной ОПФ и в общий уровень сигнала, рассмотрим отдельно ОПФ поверхности в предположении, что глубина Z не велика и ОПФ слоя воды можно считать постоянной. В этом случае для изотропного волнения

$$\Theta_{sf}(k, Z, \omega) = |\Theta_{sf}(k, Z, \omega)| \exp(i\varphi_{sf}(k, Z, \omega)), \quad (21)$$

$$|\Theta_{sf}(k, Z, \omega)| = \exp\left(-\frac{k^2 \delta}{2}\right), \quad (22)$$

$$\varphi_{sf}(k, Z, \omega) = \frac{k^2 \kappa Z q^2 \sigma_\eta^2 \delta}{2}, \quad (23)$$

где параметр $\delta = \frac{Z^2 q^2 \sigma_\eta^2}{1 + \kappa^2 Z^2 q^4 \sigma_\eta^4}$ определяет ширину ОПФ поверхности. Как следует из (21)–(23), волновое число k или частота ω является значимым параметром ОПФ поверхности. Особенно интересным является вид модуля и фазы ОПФ при асимптотически больших значениях этих параметров, когда выполняется неравенство

$$\kappa^2 Z^2 q^4 \sigma_\eta^4 \gg 1. \quad (24)$$

При этом условии (22) и (23) можно представить в виде:

$$|\Theta_{sf}(k, Z, \omega)| = \exp\left(-\frac{k^2}{2\kappa^2 q^2 \sigma_\eta^2}\right), \quad (25)$$

$$\varphi_{sf}(k, Z, \omega) = -\frac{k^2 Z}{2\kappa}. \quad (26)$$

Как следует из (22), модуль ОПФ поверхности инвариантен относительно величины k/κ и не зависит от глубины. Также нетривиальна его зависимость от степени поверхностного волнения — показатель экспоненты в (25) обратно пропорционален дисперсии уклонов. Фактически это означает, что рассеяние пучка по высокочастотной переменной составляющей уменьшается с ростом уклонов. Этот эффект, в известной мере, аналогичен подавлению переменной компоненты излучения на периферии пучка в воде за счет интерференционных эффектов при многократном рассеянии [3, 4]. Фаза ОПФ, в отличие от ее модуля, при выполнении (24) не зависит от уклонов и пропорциональна произведению параметра k/κ на угловую частоту kZ . Еще одной интересной особенностью ОПФ поверхности является наличие максимума показателя экспоненты в (22) при изменении дисперсии уклонов. Этот максимум достигается при условии

$$q^2 \sigma_\eta^2 = (\kappa Z)^{-2}. \quad (27)$$

В этом случае, как следует из (23)–(25), комплексная ОПФ поверхности принимает вид

$$\Theta_{sf}(k, Z, \omega) = \exp\left(-\frac{k^2 Z (1+i)}{4\kappa}\right). \quad (28)$$

Понятно, что условие (27) при фиксированном значении дисперсии уклонов может реализоваться при изменении частоты ω только на фиксированной глубине.

При выполнении неравенства, противоположного (24), ОПФ поверхности переходит в ОПФ для стационарного случая.

2.3. Функция рассеяния пучка

Введем еще одну характеристику, важную для оценки влияния взволнованной поверхности на возможности систем видения через такую поверхность. Функция рассеяния пучка (ФРП) является функцией, сопряженной по Фурье ОПФ. Нормированная на свое значение при $r = 0$ эта функция в соответствии с (18)–(20) имеет вид:

$$\Pi_{sf}(r, Z, \omega) = \exp\left(-\frac{r^2(1 - i\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2)}{2Z^2 q^2 \sigma_\eta^2}\right). \quad (29)$$

Соотношение (29) показывает, что ФРП взволнованной поверхности на волнах фотонной плотности представляет собой осциллирующую по координате r функцию с огибающей, совпадающей с ФРП для стационарного пучка. Период осцилляций ФРП не зависит от степени волнения и равен $\sqrt{2\lambda Z}$, где λ — длина волны фотонной плотности. Таким образом, статистически среднее распределение облученности в волне фотонной плотности на плоскости $Z = \text{const}$ подобно дифракционной картине с шириной главного максимума, обратно пропорциональной частоте волны и, повторим, не зависящей от степени волнения. Простое объяснение этому эффекту заключается в том, что соотношение (29) описывает среднее по ансамблю реализаций волнения, но «мгновенное» распределение переменной составляющей облученности с фазой, отсчитываемой от фазы при $r = 0$. Сужение главного максимума при повышении частоты волны независимо от степени волнения и приводит к описанным выше особенностям асимптотического поведения ОПФ поверхности.

Полученные зависимости ФРП от параметров задачи вполне предсказуемы, поскольку среднестатистическое распределение яркости волны фотонной плотности под поверхностью подобно распределению в сферической волне с центром фазового фронта при $Z = 0$ и амплитудой, модулированной по углу функцией распределения уклонов.

Заметим, что приведенные выше результаты можно получить более коротким, но менее корректным путем, сформулировав уравнение для функции $\langle E_S(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, Z, \omega) \rangle$ при граничных условиях, отвечающих среднестатистическому разбросу лучей по направлениям, определяемому функцией распределения уклонов. Использование в качестве исходного уравнения для случайной реализации сигнала (2) необходимо для корректного перехода к статистическим характеристикам при учете конечной высоты волн и при решении задач в более сложной постановке, например, при конечной ширине пучка, его наклонном падении и (или) при исследовании вторых статистических моментов поля. В этом случае требуется привлечение сведений о двухточечных совместных функциях распределения возвышений и уклонов поверхности.

3. Результаты

3.1. Оценка величины среднего сигнала

Хотя полученные формулы, описывающие величину среднего сигнала и ОПФ поверхности, достаточно просты, для наглядности полезно привести их графическое представление. Из (16) следует, что оценка влияния параметров трассы наблюдения на величину среднего сигнала сводится к расчету функции

$$K(Z, \omega) = K_{wat}(Z, \omega) K_{sf}(Z, \omega), \quad (30)$$

где $K_{wat} = |\Phi(0, Z, \omega)|^2$, $K_{sf} = \frac{\exp(-\kappa^2 q^2 \sigma_\xi^2)}{1 + (\kappa Z q^2 \sigma_\eta^2)^2}$. Функция $\Phi(0, Z, \omega)$ может быть рассчитана с помощью метода

статистического моделирования Монте-Карло, особенности которого применительно к подводной трассе распространения пучка света описаны в [3, 4]. Влияние поверхности на величину отраженного от однородного объекта сигнала можно оценить с привлечением данных о статистических характеристиках поверхностного волнения. Проблеме аналитического описания этих характеристик посвящена обширная литература. Здесь мы воспользуемся данными монографии [14], в которой на основе анализа различных моделей спектра поверхностного волнения приведены обобщенные данные об интегральных характеристиках волнения, в частности о величинах σ_ξ^2 и σ_η^2 . Для оценок мы воспользуемся конкретными данными для умеренной скорости приводного ветра $V = 5$ м/с. Согласно [14] при этом ветре $\sigma_\xi^2 = 0,0054$ м² и $\sigma_\eta^2 = 0,0215$ рад². Величина дисперсии уклонов равная 0,0215 является средней по двум ортогональным направлениям относительно вектора скорости ветра.

Результаты расчета функций K_{wat} и K_{sf} при этих значениях параметров в зависимости от частоты представлены на рис. 2.

Как видно из этого рисунка, для оценки уровня сигнала фактор поверхности наиболее существен в области высоких частот. При этом наибольший вклад в ослабление сигнала вносит эффект расфазировки переменной составляющей поля за счет конечной высоты поверхностных волн.

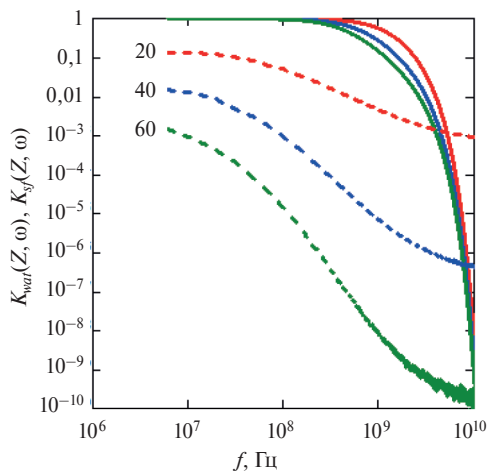


Рис. 2. Зависимость функций K_{wat} (пунктирные кривые) и K_{sf} (сплошные кривые) от частоты $f = \omega/2\pi$ для глубин Z , равных 20, 40 и 60 м. При расчетах функции K_{wat} показатели рассеяния и поглощения воды приняты равными 0,16 1/м и 0,04 1/м соответственно

Fig. 2. Dependence of K_{wat} (dashed curves) and K_{sf} (solid curves) functions on the frequency $f = \omega/2\pi$ for depths Z equal to 20, 40 and 60 m. When calculating K_{wat} function, water scattering and absorption coefficients were considered to be equal to 0,16 1/m and 0,04 1/m, respectively

ного рассеяния в толще воды на разрешение систем видения при наблюдении подводных объектов из атмосферы. Из сравнения кривых этих рисунков следует, что потеря в разрешении высоких пространственных частот при наблюдении на волнах фотонной плотности через взволнованную поверхность в первую очередь определяется волнением, за исключением области очень высоких частот модуляции пучка ($\sim 10^{10}$ Гц), где вклады поверхности и слоя воды сравниваются. Вместе с тем, как следует из представленных

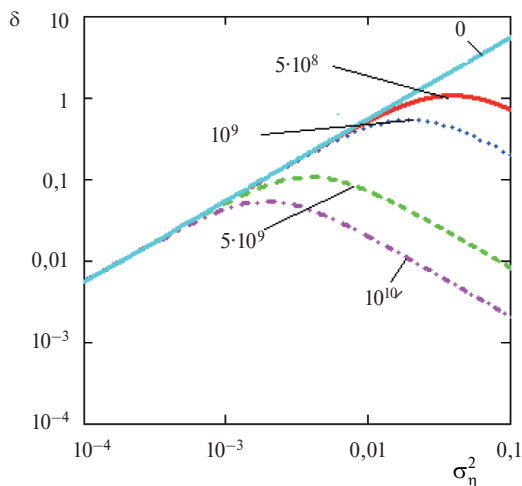


Рис. 3. Зависимость параметра δ от дисперсии уклонов для глубины $Z = 30$ м. Цифры у кривых показывают частоту волны фотонной плотности в герцах

Fig. 3. Dependence of the parameter δ on the slopes dispersion for the depth $Z = 30$ m. The numbers indicate the frequency of the photon density wave in Hz

3.2. Оценка ОПФ слоя воды и поверхности

Как указывалось выше, величина δ характеризует ширину ОПФ как функцию пространственной частоты и фактически определяет диапазон разрешаемых пространственных частот. Поэтому, прежде чем перейти к сравнительной оценке вкладов поверхности и слоя воды в формирование совместной ОПФ, приведем примеры зависимости этой величины от значимых параметров задачи.

Рис. 3–5 демонстрируют перечисленные в разделе 3 основные особенности ОПФ поверхности — наличие максимума параметра δ при изменении дисперсии уклонов при определенном сочетании частоты и глубины, его уменьшение с ростом дисперсии уклонов и независимость от глубины при высоких частотах. Уместно заметить, что максимум параметра δ при изменении дисперсии уклонов находится в диапазоне величин, характерных для морского волнения при умеренных скоростях приводного ветра.

В работе [15] были приведены результаты Монте-Карло моделирования ОПФ слоя воды на волнах фотонной плотности. Эти результаты можно сравнить с результатами расчета ОПФ поверхности, выполненными по формуле (8). На рис. 6 и 7 приведены примеры расчета модуля ОПФ поверхности и слоя воды для двух значений глубины и четырех значений частоты волны фотонной плотности.

По кривым этих рисунков можно судить об относительном вкладе рассеяния на взволнованной поверхности и многократ-

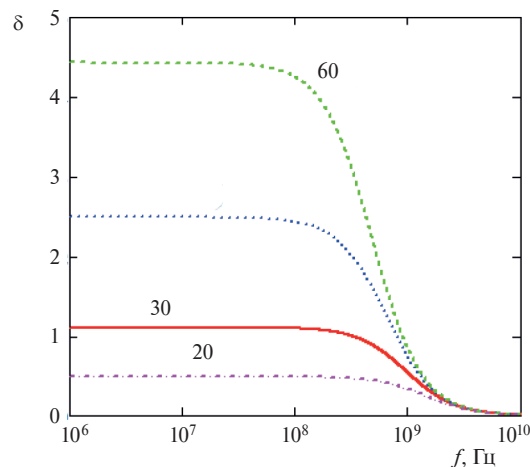


Рис. 4. Зависимость параметра δ от частоты при фиксированных глубинах (цифры у кривых в метрах). $\sigma_\eta^2 = 0,0215 \text{ рад}^2$

Fig. 4. Dependence of the parameter δ on the frequency at fixed depths (shown by numbers in meters). $\sigma_\eta^2 = 0,0215 \text{ рад}^2$

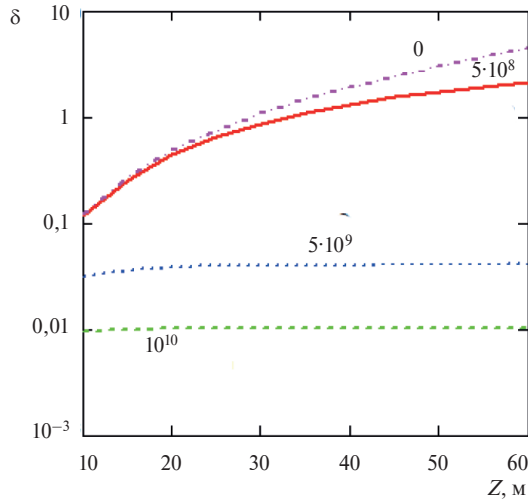


Рис. 5. Зависимость параметра δ от глубины при фиксированных частотах (цифры у кривых в Гц).

$$\sigma_{\eta}^2 = 0,0215 \text{ рад}^2$$

Fig. 5. Dependence of the parameter δ on the depth at fixed frequencies (shown by numbers in Hz).

$$\sigma_{\eta}^2 = 0,0215 \text{ рад}^2$$

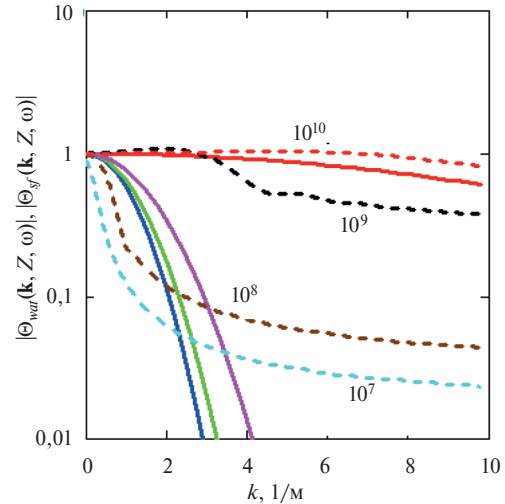


Рис. 6. Модуль ОПФ поверхности (сплошные кривые) и слоя воды (пунктир) на волнах фотонной плотности различной частоты (цифры у кривых в Гц) на глубине 30 м.

Fig. 6. The surface (solid curves) and the water layer (dashed curves) OTF absolute values at photon density waves of different frequencies (numbers in Hz) at a depth of $Z = 30$ m

рисунков, в области относительно низких пространственных частот и при относительно низких частотах модуляции пучка определяющим в потере контраста является многократное рассеяние в воде.

3.3. Оценка величины сигнала при наблюдении тест-объекта

Приведенные оценки влияния поверхностного волнения на свойства ОПФ надводных систем наблюдения подводных объектов на волнах фотонной плотности, вообще говоря, не являются достаточными для оценки их видимости. Расчет ОПФ системы наблюдения необходим и достаточен в том случае, когда возможность наблюдения ограничивается контрастной чувствительностью приемника. Однако в ряде случаев возможности наблюдения (дальность и пространственное разрешение) ограничиваются энергетическим потенциалом системы. Тогда определяющей величиной является не контраст наблюдаемого тест-объекта в виде мира с синусоидальным распределением коэффициента отражения, а разность в уровнях сигнала при ориентации пучка подсветки на светлую и темную полосы, которая должна превышать уровень шумов в приемнике. Приведем здесь оценку влияния поверхности и толщи воды на эту разность. Допустим, что коэффициент отражения тест-объекта задан в виде

$$R_{ob}(\mathbf{r}) = R_0(1 + K_0 \cos(\mathbf{k}_0 \mathbf{r})), \quad (31)$$

где R_0 — средний коэффициент отражения и K_0 — начальный (истинный) контраст. Оценим разность в уровнях сигнала при ориентации пучка подсветки на точку $\mathbf{r} = 0$ и на точку, смещенную на расстояние, равное половине периода структуры вдоль направления $\mathbf{k}_0$.

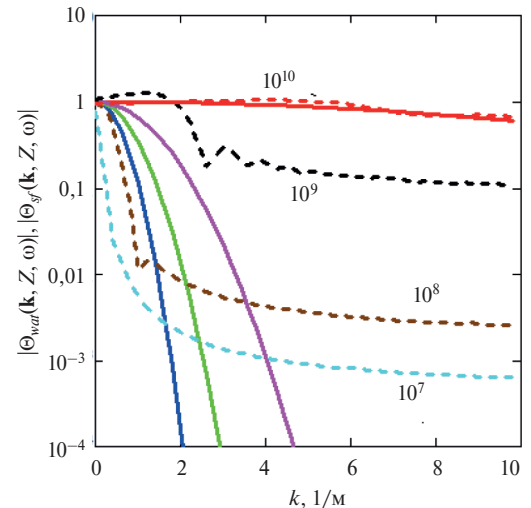


Рис. 7. То же, что и на рис. 6 для глубины 60 м.

Fig. 7. The surface (solid curves) and the water layer (dashed curves) OTF absolute values at photon density waves of different frequencies (numbers in Hz) at a depth of $Z = 60$ m

Подставляя (31) в (14), получим для абсолютной величины разности сигнала следующее соотношение:

$$|\Delta P_{ob}(k_0, Z, \omega)| = A \sqrt{K(Z, \omega)} \Theta_{tot}(k_0, Z, \omega), \quad (32)$$

где коэффициент A учитывает все параметры задачи, не зависящие от свойств среды и поверхностного волнения (мощность излучения, геометрия наблюдения, истинный контраст тест-объекта и т. д.). На рис. 8 и 9 представлены результаты «кумулятивного» влияния поверхности и слоя воды на уровень сигнала, нормированного на величину A .

Эти результаты показывают, что существует область параметров (глубин наблюдения, пространственных частот, частот волн фотонной плотности), где применение модулированных высокой частотой пучков подсветки может дать заметный выигрыш в разрешении и дальности (глубины) наблюдения.

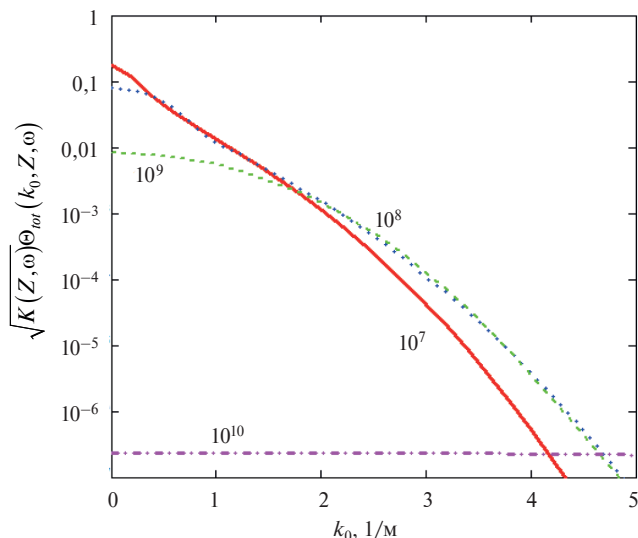


Рис. 8. Относительный уровень сигнала для глубины наблюдения 30 м, как функция пространственной частоты при различных частотах волны фотонной плотности (цифры у кривых в герцах)

Fig. 8. Relative signal level for the observation depth of $Z = 30$ m versus spatial frequency at different frequencies of the photon density wave (shown in Hz)

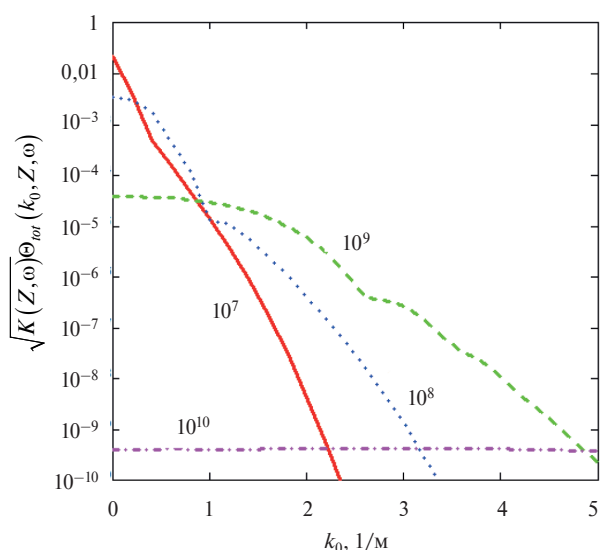


Рис. 9. То же, что и на рис. 7 для глубины 60 м.

Fig. 9. Relative signal level for the observation depth of $Z = 60$ m versus spatial frequency at different frequencies of the photon density wave (shown in Hz)

4. Обсуждение

Проведенный анализ влияния взволнованной поверхности на основные характеристики системы видения на волнах фотонной плотности не может претендовать на полноту исследования проблемы. Поскольку он ограничивается установлением связей между среднестатистическими характеристиками формируемых изображений и поверхностного волнения, его непосредственное использование для оценки необходимых параметров возможно лишь при достаточно длительном накоплении сигнала. Кроме того, эти результаты будут полезны для оценки возможности обнаружения объекта по одной случайной реализации его изображения, если расчеты статистически среднего изображения дополнить оценками дисперсии его флуктуаций из-за волнения. Частично эти оценки были выполнены в [13] для систем со стационарной подсветкой. Обзор флуктуационных явлений, обусловленных фокусировкой света поверхностным волнением, содержится в [14]. Однако, применительно к фокусировке волн фотонной плотности, сформированных искусственным источником, эта проблема требует отдельного рассмотрения.

Второе замечание касается фазово-частотных характеристик изображения. Выполненные нами оценки касаются в основном амплитудных характеристик сигналов, формирующих изображение. При этом неявно предполагается, что при обработке сигнала фазовые искажения могут быть устранены за счет коррекции фазы опорного сигнала при детектировании переменной составляющей в приемной системе. Разумеется, этот вопрос также требует дополнительного анализа при уточнении способа формирования изображения, в частности способа сканирования пучком подсветки.

5. Заключение

Оценки изменения уровня сигнала и передаваемого контраста изображения должны быть дополнены расчетами уровня шумовых составляющих изображения, которые зависят от энергетического потенциала системы наблюдения и внешних

условий, в частности уровня фоновой засветки. Поэтому потенциальный выигрыш от ослабления влияния волнения за счет применения модулированных пучков при формировании изображения должен также оцениваться с учетом частотной зависимости этих факторов.

Заметим, что подход уменьшения влияния волнения, альтернативный рассмотренному выше, был предложен в [16]. Он основан на коррекции формируемого изображения за счет определения угла преломления по смещению изображения импульсной помехи обратного рассеяния. В этой работе было показано, что эффект размытия пучка поверхностным волнением может быть уменьшен на порядок. По-видимому, эти подходы могут быть совмещены при использовании импульсного пучка подсветки с внутриимпульсной модуляцией сложным высокочастотным сигналом [17]. При этом разрешение по глубине, позволяющее использовать изображение помехи обратного рассеяния для определения угла преломления пучка подсветки, будет определяться шириной полосы модулирующего сигнала, а применение высокочастотного диапазона модуляции даст выигрыш в разрешении за счет интерференционных эффектов при многократном рассеянии, подавляющих диффузную составляющую излучения [15].

Благодарности

Авторы признательны Л.С. Долину за полезные советы, которыми мы воспользовались при выполнении работы.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования (проект 0030-2021-0006) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-02-00089а).

Funding

This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education (project 0030-2021-0006) and the Russian Foundation for Basic Research (project 19-02-00089a).

Литература

1. Лучинин А.Г. Пространственный спектр узкого синусоидально модулированного пучка света в анизотропно рассеивающей среде // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1974. Т. 10, № 12. С. 1312–1317.
2. Ремизович В.С., Rogozkin Д.Б., Рязанов М.И. Распространение узкого модулированного пучка света в рассеивающей среде с учетом флуктуаций путей фотонов при многократном рассеянии // Известия вузов. Радиофизика. 1982. Т. 25, № 8. С. 891–898.
3. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. Temporal and frequency characteristics of a narrow light beam in sea water // Applied Optics. 2016. Vol. 55, N 27. P. 7756–7762. doi:10.1364/AO.55.007756
4. Лучинин А.Г., Кириллин М.Ю. Структура модулированного узкого пучка света в морской воде: моделирование методом Монте-Карло // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 2. С. 275–284. doi:10.7868/S0002351517020080
5. Гордеев Л.Б., Лучинин А.Г., Шегольков Ю.Б. Экспериментальные исследования структуры узкого синусоидально модулированного пучка света в модельной анизотропно рассеивающей среде // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 1 С. 86–89.
6. Mullen L., Laux A., Concannon B., Zege E.P., Katsev I.L., Prikhach A.S. Amplitude-modulated laser imager // Applied Optics. 2004. Vol. 43, N 19. 3874–3892. doi:10.1364/ao.43.003874
7. Мулламаа Ю.-А.Р. Влияние взволнованной поверхности на видимость подводных объектов // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 2. С. 199–205.
8. Лучинин А.Г. Некоторые закономерности формирования изображения шельфа при его наблюдении через взволнованную поверхность моря // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17, № 7. С. 732–736.
9. Долин Л.С., Левин И.М. Справочник по теории подводного видения. Л. Гидрометеиздат, 1991. 230 с.
10. Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A. Theory of imaging through wavy sea surface. N. Novgorod: Institute of Applied Physics, 2006. 180 p.
11. Левин И.М. О наблюдении объектов, освещенных узким световым пучком, в рассеивающей среде // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1969. Т. 5, № 1. С. 62–76.
12. Браво-Животовский Д.М., Долин Л.С., Лучинин А.Г., Савельев В.А. Некоторые вопросы теории видения в мутных средах // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1969. Т. 5, № 7. С. 672–684.
13. Вебер В.Л., Лучинин А.Г. Влияние корреляционных эффектов на характеристики изображения дна водоема, наблюдаемого через взволнованную поверхность // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37, № 2. С. 257–264.

14. Walker R.E. Marine Light Field Statistics. John Wiley&Sons, INC. 1994. 675 p.
15. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. Nonstationary optical transfer functions of underwater imaging systems // *Applied Optics*. 2017. Vol. 56, N 27. P. 7518–7524. doi:10.1364/AO.56.007518
16. Dolin L.S., Luchinin A.G. Water-scattered signal to compensate for the rough sea surface effect on bottom lidar imaging // *Applied Optics*. 2008. Vol. 47, N36. P. 6871–6878. doi:10.1364/ao.47.006871
17. Лучинин А.Г., Долин Л.С. Модель системы подводного видения со сложно модулированным пучком подсветки // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 4. С. 468–476. doi:10.7868/S0002351514040099

References

1. Luchinin A.G. Spatial spectrum of a narrow sine-wave-modulated light beam in an anisotropically scattering medium. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1974, 10, 1312–1317 (In Russian).
2. Remizovich V.S., Rogozkin D.B., Ryazanov M.I. Propagation of a narrow modulated beam of light in a scattering medium taking into account fluctuations of photon traces at multiple scattering. *Izvestiya Vuzov, Radiofizika*. 1982, 25, 8, 891–898 (In Russian).
3. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. Temporal and frequency characteristics of a narrow light beam in sea water. *Applied Optics*. 2016, 55, 7756–7762. doi:10.1364/AO.55.007756
4. Luchinin A.G., Kirillin M. Y. Structure of a modulated narrow light beam in seawater: Monte Carlo simulation. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017, 53, 2, 242–249. doi:10.1134/S0001433817020086
5. Gordeev L.B., Luchinin A.G., Shchegol'kov Yu.B. Experimental studies of the structure of a narrow sine-wave-modulated light beam in a model anisotropically scattering medium. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1975, 11, 50–53 (In Russian).
6. Mullen L., Laux A., Concannon B., Zege E.P., Katsev I.L., Prikhach A.S. Amplitude-modulated laser imager. *Applied Optics*. 2004, 43, 19, 3874–3892. doi:10.1364/ao.43.003874
7. Mullamaa Yu.-A.R. Effect of a rough sea surface on the visibility of submerged objects. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1975, 11, 199–205 (In Russian).
8. Luchinin A.G. Some characteristics of the formation of a shelf image when it is observed through a wavy sea surface. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1981, 17, 537–541 (In Russian).
9. Dolin L.S., Levin I.M. Handbook of underwater vision theory. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1991. 230 p. (In Russian).
10. Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A. Theory of imaging through wavy sea surface. *N. Novgorod, Institute of Applied Physics*, 2006. 180 p.
11. Levin I.M. Observation of objects illuminated by narrow light beam in scattering medium. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1969, 5, 32–36 (In Russian).
12. Bravo-Zhivotovskiy D.M., Dolin L.S., Luchinin A.G., Savel'ev V.A. Problems of the theory of imaging in turbid media. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1969, 5, 672–684 (In Russian).
13. Veber V.L., Luchinin A.G. Influence of correlation effects on characteristics of bottom imaging through the rough surface of a body of water. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2001, 37, 239–246.
14. Walker R.E. Marine Light Field Statistics. John Wiley&Sons, INC., 1994. 675 p.
15. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. Nonstationary optical transfer functions of underwater imaging systems. *Applied Optics*. 2017, 56, 7518–7524. doi:10.1364/AO.56.007518
16. Dolin L.S., Luchinin A.G. Water-scattered signal to compensate for the rough sea surface effect on bottom lidar imaging. *Applied Optics*. 2008, 47, 6871–6878. doi:10.1364/ao.47.006871
17. Luchinin A.G., Dolin L.S. Model of an underwater imaging system with a complexly modulated illumination beam. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014, 50, 411–419. doi:10.1134/S0001433814040185

Об авторах

ЛУЧИНИН Александр Григорьевич	Доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник Федерального исследовательского центра Институт прикладной физики РАН (603950, ул. Ульянова, д. 46, г. Нижний Новгород, Россия), ROR 05nnv1197	elibrary AuthorID: 472 e-mail: luch@ipfran.ru
КИРИЛЛИН Михаил Юрьевич	Кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник Федерального исследовательского центра Институт прикладной физики РАН (603950, ул. Ульянова, д. 46, г. Нижний Новгород, Россия), ROR 05nnv1197	ORCID ID: 0000-0002-6804-6369 elibrary AuthorID: 153037 e-mail: kirillin@ipfran.ru

Памяти Иосифа Марковича ЛЕВИНА (1937–2014)

К 85-летию со дня рождения

20 сентября 2022 г. исполнилось 85 лет со дня рождения известного российского ученого в области оптики океана и атмосферы, доктора физ.-мат. наук Иосифа Марковича Левина.

Иосиф Маркович родился 20 сентября 1937 г. в Минске. В 1960 г. он окончил оптический факультет Ленинградского института точной механики и оптики (ЛИТМО) и начал работать во Всесоюзном научно-исследовательском институте телевидения (ВНИИТ) в области теории подводного видения. В 1968 г. он защитил кандидатскую диссертацию. С 1981 г. И.М. Левин работал в Лаборатории оптики океана и атмосферы Санкт-Петербургского филиала Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (СПбФ ИО РАН) в должности старшего научного сотрудника, а с 1991 г. по 2014 г. — в должности заведующего лабораторией. В 1983 г. ему была присуждена ученая степень доктора физико-математических наук.

И.М. Левин является автором более 230-ти научных публикаций, в том числе четырех монографий, и обладателем семи патентов на изобретения. Его работы, опубликованные в 1969–1973 гг., положили начало созданию современной универсальной теории подводного видения, а последующие публикации 1980–1990-х гг., посвященные моделям световых полей, внесли важный вклад в развитие и совершенствование этой теории. И.М. Левиным была разработана и экспериментально подтверждена новая теория диска Секки, которая позволила повысить точность оценки показателя ослабления воды по глубине его видимости. В 2000-е гг. И.М. Левин выполнил цикл теоретических исследований, посвященных проблемам наблюдения подводных объектов и передаче световых сигналов через взволнованную поверхность моря и облачный покров, и выявил (совместно с О.В. Копелевичем) корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками, благодаря которым появилась возможность прогнозирования дальности видимости подводных объектов по одной характеристике воды — показателю ослабления. Важным направлением работы И.М. Левина совместно с сотрудниками возглавляемой им Лаборатории оптики океана и атмосферы в последнее десятилетие стала разработка методов коррекции искажений, вносимых взволнованной поверхностью моря в изображение подводных объектов. Впервые в мировой литературе в результате лабораторного эксперимента проведена коррекция изображения подводного объекта, искаженного поверхностным волнением.

Научная деятельность И.М. Левина отмечена наградами Российской академии наук. В 1999 г. он был награжден почетной грамотой Президента РАН за многолетнюю плодотворную работу. В 2010 г. за цикл работ «Теория инструментального видения подводных объектов» И.М. Левин вместе с коллегами из Института прикладной физики РАН А.Г. Лучининым и Л.С. Долиным, был удостоен премии им. Д.С. Рождественского, присуждаемой Президиумом РАН за выдающиеся работы в области оптики.

И.М. Левин обладал не только широким научным кругозором, но и блестящими организаторскими способностями. С 1994 по 2014 гг. под его руководством были успешно выполнены 13 проектов РФФИ и два международных проекта. Возглавляемый им научный коллектив Лаборатории оптики океана и атмосферы СПбФ ИО РАН тесно сотрудничал с Лабораторией оптики Института океанологии РАН, Отделом радиофизических методов в гидрофизике Института прикладной физики РАН (ИПФ РАН, Нижний Новгород), Санкт-Петербургским научным центром РАН, Всесоюзным научно-исследовательским институтом телевидения (ВНИИТ), а также с ведущими вузами Санкт-Петербурга — Санкт-Петербургским государственным университетом (СПбГУ) и Санкт-Петербургским государственным морским техническим университетом (СПбМГТУ). В рамках международной деятельности осуществлялось научное сотрудничество с Институтом океанологии Польской Академии наук (Сопот, Польша), Национальным институтом океанографии Индии (штат Гоа), Дальнянским Технологическим институтом (Китай). В процессе выполнения совместной работы с американским морским институтом Spawarsyscen (Сан-Диего, США) и ИПФ РАН была создана современная модель видимости морского дна и опубликована монография



по теории видения подводных объектов через взволнованную поверхность моря. Совместно с кафедрой математической статистики Мичиганского университета (Анн Арбор, США) была впервые предложена теория оптимального планирования эксперимента по определению оптически активных веществ в океане с помощью мультиспектрального приемника, учитывающая его фотонные и темновые шумы.

И.М. Левин являлся членом Научного совета по проблемам фундаментальной и прикладной гидрофизики Санкт-Петербургского научного центра РАН и членом редколлегии журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика» РАН. В 2001 г. он стал одним из основателей и организаторов международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW), которая до настоящего времени проводится раз в два года в Санкт-Петербургском филиале института океанологии им. П.П. Ширшова и служит местом встречи ведущих специалистов и молодых ученых из России, стран СНГ и дальнего зарубежья.

29 декабря 2014 г. Иосиф Маркович Левин скоропостижно скончался на 78-м году жизни. Светлая память об этом выдающемся ученом и замечательном человеке всегда живет в сердцах его близких, друзей, коллег по научной работе и учеников.

*Научный редактор выпуска
Кандидат физико-математических наук
Максим Анатольевич Родионов*

Редакционная коллегия журнала