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

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

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

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Гидрооптика морей и внутренних водоемов: модели, расчеты, измерения

TOM 17, № 3 2024

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Hydroptics of the seas and inland waters: models, calculations, measurements

> VOL. 17, No. 3 2024

https://hydrophysics.spbrc.ru

Учредители: РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 17 № 3 2024

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 Кандидат физико-математических наук

Максим Анатольевич Родионов Кандидат физико-математических наук Александр Андреевич Мольков

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

1.3.6. Оптика (физико-математические науки)

1.3.7. Акустика (технические науки)

1.6.17. Океанология (физико-математические науки)

1.6.17. Океанология (географические науки)

2.5.17. Теория корабля и строительная механика (технические науки)

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

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

> > Редактор: А. В. Сторожевых

Подготовка оригинал-макета: Н. В. Стасеева

Подписано к печати 25.09.2024 г. Дата выпуска в свет 30.09.2024 г. Формат 60 × 84¹/₈. Печать цифровая. Усл. печ. л. 14,88. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 5439.

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

© Российская академия наук, 2024

© Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2024

© Составление. Редколлегия журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика», 2024

Founders: RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SAINT-PETERSBURG RESEARCH CENTER OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Vol. 17 No. 3 2024

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

Candidate of Phys.-Math. Sciences Maxim A. Rodionov Candidate of Phys.-Math. Sciences Aleksandr A. Molkov

Certificate of registration of the journal in the form of printed media ΠИ № ΦC77-69420 of 14.04.2017 Certificate of registration of the journal in the form of online media Series Эл № ФC77-83580 of 13.07.2022 Subscription index in the Internet-catalogue "Pressa Rossii" — 54160

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

> > Editing: A. V. Storozhevykh

Production of the original layout: N. V. Staseeva

Signed for printing: 25.09.2024. Issued: 30.09.2024. Format: $60 \times 84^{1}/_{8}$. Digital printing. Printed sheets: 14.88. Circulation: 50 pcs. Order No. 5439.

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

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

© Russian Academy of Sciences, 2024

© Saint-Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2024

© Composition. Editorial Board of the Journal 'Fundamental and Applied Hydrophysics', 2024

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Алексеев Генрих Васильевич, д.г.н. (ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург)
- Белоненко Татьяна Васильевна, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Долин Лев Сергеевич, к.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Ерёмина Татьяна Рэмовна, к.ф.-м.н. (Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург)
- *Журбас Виктор Михайлович*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Завьялов Петр Олегович, член-корреспондент РАН (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Зацепин Андрей Георгиевич, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Зимин Алексей Вадимович, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

- Иванов Михаил Павлович, к.б.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Керимов Ибрагим Ахмедович, д.ф.-м.н., академик Академии наук Чеченской Республики (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва)
- Крюков Юрий Семенович, д.т.н. (ФГУП Научно-исследовательский институт прикладной акустики, Дубна)
- Кустова Елена Владимировна, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- *Малый Владимир Владимирович*, д.т.н. (Санкт-Петербургский институт информатики РАН, Санкт-Петербург)
- *Митник Леонид Моисеевич*, д.ф.-м.н. (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток)
- *Морозов Евгений Георгиевич*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Пелиновский Ефим Наумович, д.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Рябченко Владимир Алексеевич (зам. главного редактора), д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Смирнов Валентин Георгиевич, д.и.н. (ФКУ «Российский государственный архив Военно-Морского Флота», Санкт-Петербург)
- Софьина Екатерина Владимировна (ответственный секретарь), к.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- *Стурова Изольда Викторовна*, д.ф.-м.н. (Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск)
- Суторихин Игорь Анатольевич, д.ф.-м.н. (Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул)
- Чаликов Дмитрий Викторович, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Широкова Вера Александровна, д.г.н. (Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

EDITORIAL BOARD

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

EDITORIAL COUNCIL

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

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	8
Ли М.Е., Шибанов Е.Б. Новый подход к определению спектрального поглощения света	
морской водой в конической отражающей кювете с интегрирующей сферой	9
<i>Лучинин А.Г., Кириллин М.Ю., Долин Л.С.</i> Сигнал обратного рассеяния в подводных лидарах	
со сложно модулированным зондирующим пучком	21
<i>Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Глуховец Д.И., Родионов М.А.</i> Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала для оценки	
гидрооптических характеристик приповерхностного слоя	32
Богатов Н.А., Ермошкин А.В. Стереооптические методы регистрации процессов	
на морской поверхности	44
Гардашов Р.Г., Гардашов Е.Р. Солнечные блики и подводные каустики	
в дистанционном зондировании морей и океанов	57
Глуховец Д.И., Шеберстов С.В. Влияние фитопланктона на альбедо океана	73
<i>Маньковский В.И.</i> , <i>Маньковская Е.В.</i> Способ оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по показателю ослабления света в водах Черного моря	84
<i>Дерягин Д.Н., Вазюля С.В., Глуховец Д.И</i> . Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-а биооптическими алгоритмами	91
Салюк П.А., Глуховец Д.И., Майор А.Ю., Моисеева Н.А., Штрайхерт Е.А., Латушкин А.А., Липинская Н.А. Голик И.А., Мошаров С.А., Горбов М.И. Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных по цвету моря в водах вокруг антарктического полуострова	, « 102
Суторихин И.А., Кириллов В.В., Литвиненко С.А., Свиридов Р.К., Соловьев В.А., Феттер Г.В.	
Гидрофизические характеристики озера Манжерокского	
после дноуглубительных работ	115
Хроника	

Памяти Максима Анатольевича Родионова

127

CONTENTS

Preface	8
<i>Lee M.E., Shybanov E.B.</i> A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating sphere	9
<i>Luchinin A.U., Kirillin M.Yu., Dolin L.S.</i> Backscatter signal in underwater lidars with a complexly modulated probe beam	21
<i>Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V., Glukhovets D.I., Rodionov M.A.</i> A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical characteristics of the near-surface layer	32
Bogatov N.A., Ermoshkin A.V. Stereooptical methods of sea surface processes registration	44
Gardashov R.H., Gardashov E.R. Sun glints and underwater caustics in remote sensing of seas and oceans	57
Glukhovets D.I., Sheberstov S.V. Influence of phytoplankton on ocean albedo	73
Mankovsky V.I., Mankovskaya E.V. Method for estimating the diffuse attenuation coefficient from the beam attenuation coefficient in the waters of the Black Sea	84
<i>Deryagin D.N., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I.</i> Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-a concentration estimation by the bio-optical algorithms	91
Salyuk P.A., Glukhovets D.I., Mayor A.Yu., Moiseeva N.A., Shtraikhert E.A., Latushkin A.A. Lipinskaya N.A., Golik I.A., Mosharov S.A., Gorbov M.I. Features of empirical bio-optical algorithms for estimating Chlorophyll-a concentration from satellite ocean color data	
in waters around the Antarctic Peninsula	102
Sutorikhin I.A., Kirillov V.V., Litvinenko S.A., Sviridov R.K., Soloviev V.A., Fetter G.V. Hydrophysical characteristics of Lake Manzherok after dredging	115
Chronicles	
To the memory of Maxim A. Rodionov	127

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий выпуск сформирован из докладов XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2023), состоявшейся 25 октября — 27 октября 2023 г. в Санкт-Петербурге. Тематика конференции традиционно включала фундаментальные проблемы теории переноса излучения, вопросы распространения света в воде, оптические свойства природных вод и их изменчивость в зависимости от гидрофизических процессов, а также методы и средства диагностики водной поверхности и толщи. В конференции участвовали сотрудники ведущих научных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Нижнего Новгорода, Севастополя, Барнаула, Владивостока, а также Баку. Все доклады были опубликованы в трудах конференции. Некоторые из них, расширенные до полноценных статей, были отобраны в настоящий выпуск, исходя из стремления наиболее полно и всесторонне охватить все тематические направления конференции.

Открывает выпуск статья М. Е. Ли и Е. Б. Шибанова «Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете с интегрирующей сферой», где с применением расходящегося пучка в конусной кварцевой кювете авторам удалось добиться возможности ее удлинения и таким образом определения спектрального поглощения света в более широком диапазоне. А. Г. Лучининым с соавторами в работе «Сигнал обратного рассеяния в подводных лидарах со сложно модулированным зондирующим пучком» представлены результаты статистического моделирования лидарных эхо-сигналов при зондировании водной толщи сложно модулированными импульсами и их согласованной обработки в приемном тракте лидара. Настоящее исследование имеет практическую значимость, формируя предпосылки к созданию более энергоэффективных лидаров. Практических характеристик раскрывает работа В. А. Глухова с соавторами «Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала для оценки гидрооптических характеристик приповерхностного слоя». С учетом возросшего в последние годы внимания к лидарному зондированию обе работы подчеркивают результаты отечественных исследований в мировом тренде.

Статьи «Стереооптические методы регистрации процессов на морской поверхности» (Н. А. Богатов и др.) и «Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов» (Р. Г. Гардашов и др.) продолжают тематику дистанционного зондирования, но применительно к восстановлению характеристик волнения. Первая из указанных работ основана на обработке стереопар участка морской поверхности, свободного от солнечных бликов, в то время как во второй работе в качестве информативного элемента, напротив, используются изображения солнечных каустик на дне водоема и солнечных бликов на поверхности.

Продолжают и одновременно завершают выпуск статьи, посвященные натурным измерениям первичных и вторичных гидрооптических, а также биооптических характеристик воды, включая анализ их изменчивости под действием гидрофизических процессов и антропогенного воздействия. Исследования выполнены для существенно различных акваторий и типов вод, а именно для антарктических и арктических морей, Черного моря, а также Манжерокского озера на Алтае, являющегося примером внутренних пресноводных водоемов.

Материалы тематического выпуска отражают современный уровень исследований в России в области гидрооптики, соответствующий общемировым достижениям.

Научные редакторы выпуска к. ф.-м. н. Максим Анатольевич Родионов к. ф.-м. н. Александр Андреевич Мольков

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-1

УДК 551.46.086

© *М. Е. Ли**, *Е. Б. Шибанов*, 2024 Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская д. 2, Севастополь, 299011 *michael.lee.mhi@gmail.com

НОВЫЙ ПОДХОД К ОПРЕДЕЛЕНИЮ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА МОРСКОЙ ВОДОЙ В КОНИЧЕСКОЙ ОТРАЖАЮЩЕЙ КЮВЕТЕ С ИНТЕГРИРУЮЩЕЙ СФЕРОЙ

Статья поступила в редакцию 05.03.2024, после доработки 29.07.2024, принята в печать 17.09.2024

Аннотация

Определение спектрального поглощения света в море всегда сталкивается с трудностями сбора на приемном устройстве одновременно как лучей, прошедших определенное расстояние в среде после поглощения, так и всех рассеянных на этом пути фотонов. В применяющихся в настоящее время методах сбор всех рассеянных лучей осуществить не удается, поэтому приходится учитывать влияние потерянных фотонов на величину поглощения путем теоретического моделирования с последующей коррекцией значений. Предложен новый подход к определению спектрального поглощения света морских вод пропусканием расходящегося пучка сквозь измеряемую среду, помещенную в двустенную коническую отражающую кювету с интегрирующей сферой в качестве светоприемного коллектора. Применением расходящегося пучка можно увеличить длину конической кварцевой кюветы и, за счет повышения чувствительности, обеспечить определение спектрального поглощения света в большем диапазоне прозрачности морских вод. Для компенсации влияния возвращающегося в двустенную кювету диффузного излучения сферы на величину поглощения предложена двухлучевая схема с нормировкой по опорному потоку. Показано, что новый подход позволяет перена-править к приемнику практически весь рассеянный свет и таким образом минимизировать ошибки определения поглощения света в слабо поглощающей среде. Для количественной оценки преимуществ нового способа были проведены расчеты геометрических параметров распространения рассеянного света для двустенной конусной кварцевой кюветы.

Ключевые слова: поглощение света, рассеивающая среда, полное внутреннее отражение, двустенная конусная кювета, угол рассеяния, ход лучей, интегрирующая сфера

UDC 551.46.086

© *M. E. Lee**, *E. B. Shybanov*, 2024 Marine Hydrophysical Institute RAS, Kapitanskaya st., bldg 2, Sevastopol, 299011, Russia *michael.lee.mhi@gmail.com

A NEW APPROACH TO DETERMINING THE SPECTRAL LIGHT ABSORPTION OF SEAWATER BY A CONICAL REFLECTING CUVETTE WITH AN INTEGRATING SPHERE

Received 05.03.2024, Revised 29.07.2024, Accepted 17.09.2024

Abstract

Determining the light spectral absorption in the sea always encounters difficulties in collecting at the receiving device simultaneously both the rays that have traveled a certain distance in the medium after absorption and all the photons scattered along this path. In the currently used methods, it is not possible to collect all the scattered rays, so it is necessary to take into account the effect of lost photons on the absorption value through theoretical modeling and subsequent correction of the values. A new approach to determining the seawaters spectral absorption of light is proposed by passing a diverging beam through the measured

Ссылка для цитирования: *Ли М.Е., Шибанов Е.Б.* Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете с интегрирующей сферой // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 9–20. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-1

For citation: Lee M.E., Shybanov E.B. A New Approach to Determining the Spectral Light Absorption of Seawater by a Conical Reflecting Cuvette with an Integrating Sphere. *Fundamental and Appled Hydrophysics*. 2024;17(3):9–20. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-1

medium placed in a double-walled conical reflecting cuvette with an integrating sphere as a light-receiving collector. By using a diverging beam in a conical quartz cuvette, it was possible to extend it and, thus, ensure the determination of spectral absorption of light in a larger range of seawaters transparency. To compensate the influence of the diffuse radiation of the sphere returning to the double-walled cuvette on the absorption value, a two-beam scheme with normalization to the reference flux was used. It is shown that the new approach makes it possible to redirect almost all scattered light to the receiver and thus minimize errors in determining light absorption in a weakly absorbing medium. To quantify the advantages of the new method, calculations were carried out of the geometric parameters of the scattered light propagation for a double-walled conical quartz cuvette.

Keywords: light absorption, scattering medium, total internal reflection, double-walled conical cuvette, scattering angle, ray path, integrating sphere

1. Введение

Проникновение солнечного света в глубины моря определяется закономерностями его распространения в слабо поглощающей светорассеивающей среде, какой фактически является морская вода. При этом главными факторами, определяющими прохождение лучей света в толщу моря, являются спектральные свойства поглощения и рассеяния в воде, а также геометрия освещения, погодные условия и состояние поверхности. Поглощение света в море является суммой поглощений собственно самой воды, растворенных в ней окрашенных веществ, а также органических и минеральных взвесей. В прозрачных морских водах избирательное поглощение света является важным элементом, необходимым для производства первичной продукции, а поглощение и рассеяние фитопланктона фактором формирования подводного светового поля открытых акваторий океанов и чистых водоемов. Результатом такой трансформации проникающего в море солнечного света являются спектральные особенности восходящего из моря излучения, которые регистрируются спутниковыми сканерами цвета океана из космоса [1]. Для интерпретации данных спутниковых сканеров цвета весьма важно проводить спектральные измерения величины поглощения в море в приповерхностных слоях, особенно в прозрачных водах. Наиболее часто для этих целей применяются различные вариации метода измерения поглощения in situ в кварцевой цилиндрической кювете с использованием явления полного внутреннего отражения для сбора рассеянных лучей [2]. Известно, что при определении поглощения света морской водой наибольшей трудностью является именно устранение сильного влияния ослабления от рассеяния на конечный результат. Проблема в том, каким образом добиться того, чтобы на приемном устройстве собрать как пучок, прошедший определенное расстояние в среде после поглощения, так и весь рассеянный на этом пути свет. В методах с цилиндрической кюветой полный сбор всех рассеянных лучей осуществить не удается, поэтому приходится учитывать это путем теоретического моделирования с последующей коррекцией значений. Для относительно прозрачной морской воды трудности сбора рассеянных лучей возрастают многократно из-за того, что в море рассеяние настолько преобладает над поглощением, что существующие методы определения поглощения света не позволяют получать достоверные данные пригодные для использования в задачах по восстановлению примесей по цвету моря или в моделировании. Исходя из диапазона изменчивости коэффициента яркости моря в спектральном интервале, где поглощением чистой воды можно пренебречь, а также пользуясь информацией о характерных величинах параметра асимметрии индикатрис рассеяния [3], можно оценить, что соотношение между показателем ослабления света от рассеяния и от поглощения может достигать значений 20 и выше при интенсивном цветении кокколитофорид.

Следует иметь в виду, что в данном случае речь идет именно об относительно чистых водах, а не о специально приготовленных в лаборатории идеально чистых (pure water) или особо чистых океанских водах, для которых прямые методы определения поглощения света не применимы из-за того, что невозможно собрать на приемном устройстве весь рассеянный свет с измерительных баз длиной до десятка метров. Определение спектрального поглощения света для таких идеально чистых вод возможно лишь косвенными способами — методом, основанном на использовании характеристик подводного светового поля проникающего солнечного излучения в наиболее чистых водах отдельных акваторий Мирового океана [4], а для искусственных идеально чистых вод — сложным уникальным методом с двумя интегрирующими полостями [5].

2. Материалы и методы

Интегрирующая сфера часто используется для регистрации спектра поглощения в пробах морской воды, взятых в областях моря с большой мутностью. Если кювета с пробой помещается внутрь сферы, потери на рассеяние устраняются, но регистрируемый спектр страдает от других искажений. Этих искажений можно избежать, поместив кювету с пробой вне сферы, но, поскольку при этом часть рассеянного света неизбежно не доходит до интегрирующей сферы, записанный спектр страдает от остаточных потерь

Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете... A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating...

на рассеяние. Главным образом это относится к свету, рассеянному образцом под углами, близкими и превышающими 90°, которые не достигают приемного отверстия интегрирующей сферы. Поэтому спектр, зарегистрированный в этих условиях, не может быть отождествлен с истинным спектром поглощения исследуемого образца. Даже полный сбор в интегрирующей сфере всего рассеянного в образце света не является гарантией получения истинных спектров поглощения. Отсюда распространенное мнение, что измерение истинного поглощения морской воды со взвесями поглощающих частиц с неизвестными характеристиками рассеяния практически трудно реализовать в обычных спектрофотометрах, оборудованных интегрирующими сферами, если образец находится вне сферы [6].

В то тоже время, при низкой концентрации взвеси и растворенного органического вещества в морской воде, искажения достаточно малы, чтобы казаться вполне допустимыми, хотя измеренное поглощение выше, чем при подходе, отстаиваемом здесь. Связано это с особенностями рассеяния света в морской воде, в которой рассеяние в прямом направлении значительно преобладает над рассеянием в других, особенно обратных направлениях. Многими исследователями при определении поглощения света предложено ограничиваться тем, чтобы направлять внутрь интегрирующей сферы только свет, выходящий из образца в прямом направлении, что достигается размещением образца снаружи, но рядом с входным отверстием интегрирующей сферы [6–13]. При таком использовании интегрирующая сфера служит для увеличения угла восприятия детектора и становится эквивалентной светоприемному коллектору с почти идеальными характеристиками.

Как альтернатива этим методам были предложены способы определения спектральных характеристик поглощения морских вод, в которых измеряемая среда заполняет весь внутренний объем интегрирующей сферы. В качестве примера можно привести портативный спектрофотометр, разработанный на кафедре биофизики биологического факультета МГУ [14]. В этом спектрофотометре отобранная в исследуемых акваториях из разных горизонтов морская вода без предварительной подготовки заливается в сферическую кварцевую колбу, обложенную по всей внешней поверхности диффузно отражающим флуриолоном (Fluorilon 99-W[™]) с очень высоким коэффициентом отражения. При этом методе заполненная морской водой интегрирующая сфера не может полностью обеспечить сферическую симметрию из-за освещения коллимированным пучком и наличия зеркальной компоненты отражения, связанной с кварцевой оболочкой. Тем не менее тщательный анализ, проведенный в работе [15], показал, что при соответствующей градуировке спектрофотометра по эталонному водному раствору можно получать вполне удовлетворительные данные по спектрам поглощения света морских вод.

Для особого случая идеально чистых вод предложен метод с двумя интегрирующими полостями, находящимися одна внутри другой: внутренней, заполняемой водой, и внешней, создающей в измеряемой среде внутренней полости изотропное освещение (ICAM integrating cavity absorption meter [5]). В результате этим методом удалось добиться почти полной независимости от каких-либо эффектов рассеяния, поскольку рассеяние не может изменить изотропный и однородный характер освещения образца. Строгое теоретическое обоснование метода ICAM, рабочие уравнения учета влияния рассеивающих частиц на определение спектрального поглощения особо чистой воды и способы абсолютной калибровки рассмотрены в работе [16]. ICAM использует преимущества высокой отражательной способности стенок интегрирующей полости для достижения очень большой эффективной длины пути за счет многократного прохождения света через образец, обеспечивая тем самым высокую чувствительность к очень малому поглощению. За счет изотропного освещения и очень высокой диффузной отражательной способности интегрирующих полостей ICAM впервые удалось измерить очень малые спектральные показатели поглощения света, практически не зависящие от эффектов рассеяния в образце.

Таким образом, истинный спектр поглощения морской воды в кювете, помещенной внутри или вне сферы, можно зарегистрировать только идеальным способом, в котором в приемном устройстве собирается весь свет, выходящий из мутной среды после однократного рассеяния при минимальном количестве отражений от стен кюветы. В настоящее время этого достичь в полной мере пока не удается. В методах с заполняемой морской водой интегрирующей сферой также не удается достичь полной независимости определений поглощения света от влияния рассеянного света, а методы с двумя интегрирующими полостями являются уникальными установками, не приспособленными для работ в условиях морских экспедиций.

3. Концепция нового подхода

В работе [17] нами предложен новый способ определения поглощения с применением конусной кварцевой кюветы с конусным отражателем как альтернатива применяющимся в настоящее время методам с цилиндрической кюветой. В ней было показано, что применение конусной кварцевой кюветы с конусным отражателем позволяет более эффективно перенаправлять и собирать практически полностью все рассеянные лучи на приемном коллекторе, и за счет этого определять поглощение света в среде без необходимости проводить дополнительную коррекцию данных путем теоретического моделирования. Геометрические параметры этого способа таковы, что его применение для относительно прозрачных вод затруднено из-за недостаточной для этих целей длины измерительной базы.

В связи с этим была предложена новая концепция подхода к определению спектрального поглощения света в более широком диапазоне изменений оптических свойств морских вод, основанная на использовании интегрирующей сферы, соединенной по входу с двустенной кварцевой конической кюветой, внешняя стенка которой зеркальная с высоким коэффициентом отражения и отделена от внутренней стенки небольшим воздушным зазором для обеспечения в ней полного внутреннего отражения [18]. При этом важно было учесть взаимодействие диффузного излучения интегрирующей сферы с исследуемой средой кварцевой конусной кюветы, для компенсации которой применена двухлучевая схема (рис. 1).

Работа схемы. Определение спектрального поглощения света морской водой, представленное на рис. 1, происходит следующим образом. Луч света от источника с монохроматором 1 формирует с помощью объектива 2 расходящийся пучок под углом, совпадающим с углом конуса двустенной кюветы. Вращающимся зеркальным диском с вырезами 3 этот пучок разделяется на измерительный и опорный, которые попеременно направляются на входы интегрирующей сферы. На приемный вход интегрирующей сферы направляется измерительный пучок, прошедший через измеряемую среду в двустенной конусной кювете 9, а опорный — по воздуху на другой вход через призму 4 и объектив 5. В этой схеме через среду пропускается не параллельный, как в применяющихся в настоящее время методах, а расходящийся пучок света под углом, совпадающим с углом конуса кюветы. Это дает больше возможностей увеличивать длину кварцевой конусной кюветы и тем самым обеспечить возможность определения поглощения света в более прозрачных водах. Увеличению длины измерительной базы способствовало также то, что внутренняя конусная кварцевая кювета вплотную вложена во внешний зеркальный конус с тонким воздушным зазором между ними. В итоге получилась двустенная конусная кювета, в которой



Рис. 1. Схема определения спектрального поглощения света морской водой в двустенной конусной кварцевой кювете с интегрирующей сферой: 1 — источник света с монохроматором; 2 — объектив источника света; 3 — зеркальный диск с вырезами, вращающийся электродвигателем; 4 — прямоугольная призма; 5 — объектив опорного луча; 6 — входной иллюминатор; 7 — внешняя стенка двустенной кюветы с зеркальным покрытием; 8 — конусная кварцевая кювета, обеспечивающая полное внутреннее отражение рассеянных лучей в прямом направлении; 9 — морская вода; 10 — выходной иллюминатор; 11 — интегрирующая сфера; 12 — приемный световод спектрометра

Fig. 1. Scheme for determining the spectral absorption of light by seawater in a double-walled conical quartz cell with an integrating sphere: 1 - light source with a monochromator; 2 - light source lens; 3 - mirror disk with cutouts, rotated by an electric motor; 4 - rectangular prism; 5 - reference beam lens; 6 - entrance porthole; 7 - outer wall of a double-walled cuvette with a mirror coating; 8 - conical quartz cuvette, providing total internal reflection of scattered rays in the forward direction; 9 - sea water; 10 - exit porthole; 11 - integrating sphere; 12 - receiving light guide of the spectrometer

Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете... A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating...

весь рассеянный поток света, испытывающий полное внутреннее отражение, перенаправляется практически без потерь в сторону большого входного отверстия интегрирующей сферы. При этом в потоке света, достигающем полости интегрирующей сферы, преобладают лучи, рассеянные в малые углы и прошедшие сквозь среду в кювете без соприкосновения со стенкой или испытав одно-два отражения. Это объясняется характерной особенностью морской воды, в которой распространение света происходит узким пучком в пределах от 0 до 10 градусов из-за пика на несколько порядков в индикатрисе рассеяния в этой области углов [19]. Расчеты показывают, что из-за вытянутости индикатрисы рассеяния морской воды доля всех рассеянных лучей, прошедших через кювету без взаимодействия со стенкой или путем полного внутреннего отражения, составляет порядка 93 %. За пределами области полного внутреннего отражения часть рассеянных под большими углами лучей при взаимодействии со стенкой кюветы выходит из нее в воздушный зазор, а часть отражается обратно в среду. Вышедшие из кюветы лучи в воздушном зазоре отражаются от зеркального слоя внешнего конуса и возвращаются вновь внутрь кюветы в водную среду, но с углом меньшим на величину угла конуса. Такое уменьшение угла происходит при каждом последующем отражении, и по достижении углов области полного внутреннего отражения эти лучи уже не могут выйти из кюветы и перенаправляются к интегрирующей сфере только внутри кварцевой конусной кюветы (рис. 1). Для отраженной части рассеянных под большими углами лучей все происходит в той же последовательности. Поскольку отражение и преломление лучей на поверхности кварцевой кюветы происходит практически без потерь, то все рассеянные под большими углами лучи, порядка 6 %, в итоге окажутся перенаправленными внутрь сферы. Только 1 % рассеянных лучей, испытавших слишком большое число отражений, поглотится на зеркальном покрытии внешней стенки двустенной конической кюветы и на ее поверхностях, соприкасающихся с водой. В результате до сферы не доходят не только эти, а также поглощенные в среде лучи, а все рассеянные по длине кюветы лучи и лучи, не испытавшие ослабления, оказываются внутри интегрирующей сферы. Все эти лучи, попав внутрь интегрирующей сферы, после многократных диффузных отражений, создают равномерное освещение по всему внутреннему объему сферы, которое зависит только от спектрального поглощения света в исследуемой водной среде. Описанная схема определения поглощения света морских вод представляет собой объединение модифицированного нами способа [17] с методом измерений поглощения света в интегрирующей сфере. Такое объединение представляет собой новый концептуальный подход, в котором положительные свойства каждого из способов, суммируясь, дают новые качества, дополняющие существующие в настоящее время методы. Главным преимуществом является то, что диапазон определения поглощения света может быть расширен в сторону более прозрачных вод за счет удлинения пути прохождения света в среде. Использование интегрирующей сферы с высоким коэффициентом диффузного отражения в качестве светоприемного коллектора, собирающего и равномерно распределяющего по всей внутренней поверхности все выходящие из двухстенной кварцевой кюветы лучи, позволяет значительно повысить качество определения спектрального поглощения света в широком диапазоне изменений оптических свойств морских вод. Для проведения теоретических расчетов были подобраны наиболее соответствующие реальным морским условиям геометрические параметры определения спектрального поглощения света в море:

- длина кварцевой конусной кюветы (измерительной базы) 0,25 м;
- длина внешнего зеркального отражателя 0,25 м;
- угол конуса кварцевой кюветы и зеркального отражателя 8°;
- угол расходящегося пучка света 8° ;
- диаметр интегрирующей сферы 0,15 м;
- диаметр приемного отверстия интегрирующей сферы 0,04 м.

4. Теоретические аспекты использования интегрирующей сферы

В данной работе предлагается использовать интегрирующую сферу в качестве коллектора. Лучи, вышедшие из конуса, образуют неоднородное поле яркости, и предназначение сферы состоит в равномерном распределение яркости по поверхности сферы. Интегрирующие сферы характеризуются коэффициентом усиления, который зависит от материала поверхности — ее альбедо. Конус крепится к входному торцу сферы — иллюминатору, который также может отражать свет. Величины входного зрачка опорного канала и выходного зрачка для фотодетектора выполнены пренебрежимо малыми, чтобы их не учитывать при определении альбедо интегрирующей сферы. Пусть a_s — альбедо поверхности сферы, a_c — альбедо конуса, заполненного водой, s — доля поверхности сферы, занимаемая конусным выходным торцом. Тогда среднее альбедо всей системы $\overline{a} = (1-s) \cdot a_s + s \cdot a_c$. Коэффициент усиления, согласно теории шара, равен сумме геометрической прогрессии $K = \overline{a} + \overline{a}^2 + \overline{a}^3 + \ldots = \frac{\overline{a}}{1-\overline{a}}$. Для идеальной сферы альбедо ее поверхности близко к единице. Тогда в формуле для коэффициента усиления

$$K = \frac{1 - s \cdot (1 - a_c)}{s \cdot (1 - a_c)} \approx \frac{1}{s \cdot (1 - a_c)}, \quad s \ll 1,$$
(1)

где в знаменателе находится малая величина, зависящая от альбедо конуса. Из выражения (1) видно, что с уменьшением доли поверхности, занимаемой входными и выходными отверстиями, увеличивается неопределенность величины коэффициента усиления. Насколько точно можно рассчитать альбедо конуса? Альбедо конуса зависит от качества зеркального покрытия, количества отражений и оптических свойств воды. Величину альбедо конуса можно представить как

$$a_c \approx r_{\rm f}^n \exp\left(-a_w \cdot l_{avg}\right),\tag{2}$$

где $r_{\rm f}$ — средний коэффициент отражения от стенок конуса, зависящий от угла падения; n — количество отражений; a_w — показатель поглощения света водой; l_{avg} — средняя длина пути луча в воде, отраженного от стенок и вышедшего обратно в сферу.

Альбедо конуса не обладает свойством независимости от угла падения. Так, луч, преломившийся на границе воздух-вода под углом α , изменит свое направление на обратное за счет (180 – α)/2 β отражений от стенок, при каждом отражении теряя часть энергии (здесь 2 β — угол раствора конуса). Длина пути луча в исследуемом образце также зависит от угла распространения света в конусе. Таким образом, характеристика сферы, ее коэффициент усиления, будет аналитически сложно зависеть как от материала зеркальной поверхности конуса, так и от коэффициента поглощения света водой.

Для следующих параметров: длина конуса $L_0 = 250$ мм, коэффициент отражения зеркальной поверхности $r_f = 95$ %, угол раствора конуса $2\beta = 8^\circ$, минимальный диаметр конуса $d_0 = 10$ мм были проведены расчеты геометрии переотраженных лучей в конусе в случае, если диффузный свет падает со стороны шара на границу раздела воздух-вода. Алгоритм расчетов аналогичен описанному ниже с той лишь разницей, что интегрирование проводится не по объему, а по углам на поверхности раздела. Было получено, что при малых величинах поглощения света водой альбедо составляет около 0,371, причем длина пути в среде увеличивается более чем в три раза, т. е. $l_{avg} = 3,17 \cdot L_0$. В величину альбедо также включен френелевский коэффициент отражения от поверхности воды. Количество отражений оказалось равным n = 21,8, что означает, согласно формуле (4), сильную зависимость альбедо от коэффициента отражения от стенок конуса и зеркального покрытия. Чтобы избежать неопределенности в величинах коэффициента усиления шара вследствие зависимостей от свойств поверхностей и от оптических свойств воды предлагается схема с опорным сигналом. Для определения коэффициента усиления предлагается проводить опорные измерения с источником света опорного сигнала. Фактически, используя сигнал опорного источника, мы находим калибровочную характеристику прибора в каждой серии измерений. Из общих соображений понятно, что диффузное излучение сферы, возвращаясь в кювету, приведет к изменению величины поглощения, а нормировка на опорный сигнал даст нам искомую величину пропускания $T \approx \exp[-a_w \cdot L_0]$, зависящего в основном от показателя поглощения воды.

5. Расчеты геометрии и хода рассеянных лучей

В описываемом способе определения поглощения света в море очень важно учесть все многообразие особенностей отражения, преломления и поглощения рассеянных лучей при взаимодействии со стенками кварцевой кюветы и внешним конусным зеркальным отражателем для минимизации ошибок от их влияния на конечный результат. Для этого были проведены соответствующие расчеты геометрических параметров распространения рассеянного света с учетом отражения от границ раздела вода-стекло, стекло-воздух и от внешнего конусного зеркального отражателя. В предложенной схеме определения спектрального поглощения используется расходящийся пучок света. Углы распространения рассеянного света с учтами рассеяния и координатами точки рассеяния посредством преобразования поворота относительно оси, перпендикулярной плоскости, проходящей через ось конуса и точку рассеяния, на угол расходимости прямого луча χ . Пусть в некоторой точке *A* прямой свет рассеивается под углом относительно оси конуса θ_0 с азимутом $\phi_{0,}$ и распространяется в направлении, задаваемым углами θ и ϕ . Тогда, зная расстояние *x* от точки *A* до оси конуса и расстояние *r*₀ от *A* до воображаемой вершины конуса, можно выписать следующие соотношения:

Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете... A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating...

$$\cos\theta = \cos\theta_0 \cos\chi - \sin\theta_0 \sin\chi \cos\varphi_0, \tag{3}$$

$$\sin\varphi = \sin\varphi_0 \sin\theta_0 / \sin\theta, \tag{4}$$

$$\sin\chi = x/r_0. \tag{5}$$

Дальнейшие расчеты проводились в соответствии с формулами, приведенными в [17]. Блок-схема алгоритма расчетов показана на рис. 2.

В предлагаемой схеме отражение происходит на трех границах раздела: вода-стекло, стекло-воздух, воздух-зеркало. Этому соответствуют три коэффициента отражения Френеля R_{wg} , R_{ga} , R_m . Суммарный коэффициент отражения вычислялся с учетом многократных переотражений по формулам, аналогичным формулам метода «сложения» слоев [20].

$$Rf = Rf_1 + Rf_2 + Rf_3, \tag{6}$$

$$Rf_1 = R_{wg},\tag{7}$$

$$Rf_{2} = R_{ga} \frac{\left(1 - R_{wg}\right)^{2}}{1 - R_{wg}R_{ga}},$$
(8)

$$Rf_3 = R_m \frac{T_{wg}^2}{1 - R_m T_{wg}},$$
(9)

где $T_{wg} \frac{(1-R_{wg})(1-R_{ga})}{1-R_{wg}R_{ga}}$ есть величина коэффициента пропускания света из воды в воздух через стекло. Каждому коэффициенту (7)–(9) ставился в соответствие собственный отраженный луч от поверхности



Рис. 2. Блок-схема расчета основных характеристик нового способа определения поглощения света морской водой **Fig. 2.** Block diagram for calculating the main characteristics of a new method for determining the absorption of light by sea water

раздела или зеркала, поскольку и стекло и воздушная прослойка имеют конечную толщину. Соотношение между величинами Rf_1 , Rf_2 , Rf_3 сильно зависит от угла падения. Для упрощения алгоритма рассчитывались средневзвешенные геометрические параметры отраженного луча.

Рассматривались два случая: когда сверху находится идеальный коллектор с нулевым коэффициентом отражения либо свободная водная поверхность. Также учитывалось отражение света от иллюминатора, который считался плоским и отражал по законам Френеля на границах раздела вода-стекло, стекло-воздух. Наличие горизонтальных отражающих поверхностей подразумевает бесконечную последовательность отражений. Итерации проводились до тех пор, пока интенсивность луча не снизится до величины 10^{-4} . В расчетах суммируется количество отражений, определяется полная длина пути и потери света при отражении. Интегрирование проводится по азимутальному углу φ_0 , по полному сечению пучка света и по всей длине конуса. Расчеты проведены для следующих параметров: длина конуса $z_{max} = 250$ мм, угол раствора $2\beta = 8^{\circ}$. радиус окружности пучка света равнялся минимальному радиусу конуса $r_0 = 5$ мм.

6. Результаты и обсуждения

Основной характеристикой нового подхода определения поглощения является количество света, дошедшего до коллектора. На рис. 3 показана зависимость доли потерь света от угла рассеяния для случаев конусной кварцевой кюветы, заполненной водой, с конусным отражателем, зеркальная поверхность которого имеет коэффициент отражения 0,95 и 0,98. Ось конуса была направлена вертикально, Рассмотрены случаи, когда свет регистрируется после прохождения через свободную поверхность воды и без преломления, когда непосредственно сразу падает на идеальный коллектор. Для сравнения показана зависимость потерь света в классической схеме измерителя ослабления и поглощения света АС9 с использованием цилиндрической кварцевой кюветы без дополнительного отражателя.

Следует предварительно отметить, что случай цилиндрической кюветы ранее был проанализирован математически недостаточно строго в [17], что привело к завышенной оценке потерь. Форма кривой 1 после 42° объясняется зависимостью угла падения луча на боковую поверхность от азимута. Так, при удалении точки рассеяния от центральной оси и при азимуте $\phi \sim 90^{\circ}$ практически весь луч отразится от боковой поверхности. Заметим, что наличие иллюминатора приводит к тому, что рассеянные лучи в обратном направлении будут переотражаться в направлении к коллектору. Наличие локального минимума кривой 1 на угле примерно 137° объясняется двумя причинами: уменьшением числа отражений от стенок в этом интервале углов с увеличением угла и полным внутренним отражением от иллюминатора. Из рис. 3 видно, что использование конусной кюветы с дополнительным конусным отражателем более выгодно.

Определенные проблемы составляет отражение от поверхности воды, вызывающее появление «горба» на кривой 2 в середине углового диапазона. Это, опять же, связано с френелевским отражением от поверхности, поскольку лучи, падающие на поверхность раздела, будут отражаться обратно в воду. Волнообразный вид кривой объясняется следующим образом. Очевидно, что число отражений от стенок увеличивается с углом рассеяния. Тогда увеличившееся число отражений от конусной поверхности может привести



к тому, что угол падения на границу раздела вода-воздух станет меньше критического, равного углу полного внутреннего отражения. Тем самым, луч, рассеянный под меньшим углом, полностью отразится, а первый луч частично выйдет из измеряемой среды.

Если пути света, рассеянного под разными углами, будут отличаться, то средняя длина пути,

Рис. 3. Потери световой энергии: 1 - цилиндрическая кювета; 2 - конусная кювета, $R_m = 95$ %, свободная поверхность воды; $3 - R_m = 95$ %, идеальный коллектор; $4 - R_m =$ = 98 %, идеальный коллектор

Fig. 3. Light energy losses: 1 - cylindrical cuvette; 2 - conical cuvette, $R_m = 95$ %, free water surface; $3 - R_m = 95$ %, ideal collector; $4 - R_m = 98$ %, ideal collector

Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете... A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating...



Рис. 4. Относительная длина пути луча света в конусной кювете ($R_m = 0.95$ %) в сравнении с прибором Заневельда (AC-9) [2]

Fig. 4. Relative path length of a light beam in a conical cuvette ($R_m = 0.95\%$) in comparison with the Zaneveld device (AC-9) [2]



Рис. 5. Число отражений от стенок конусной кварцевой кюветы ($R_m = 0.95$ %) и цилиндрической кюветы



необходимая для вычисления показателя поглощения, будет зависеть от его величины. На рис. 4 показана относительная длина пути луча света в конусной кювете ($R_m = 0.95$ %) в сравнении с прибором Заневельда [2]. Из рисунка видно преимущество конусной кюветы. Согласно расчетам, выполненным для индикатрисы Петцольда, длина пути рассеянных лучей увеличится всего на 3,16 %.

Число отражений не только уменьшает количество света, но и создает неопределенность величины потерь. Проблема заключается в неидеальности поверхностей кварцевой кюветы, неточности задания коэффициента отражения зеркального покрытия, загрязнения кюветы. И чем выше значение числа отражений, тем выше возможность ошибки. Расчеты числа отражений, приведенные на рис. 5, иллюстрируют преимущества использования геометрии конуса.

Как было видно из рис. 3, наибольшая потеря света происходит в области углов рассеяния в задней полусфере. Это означает наличие зависимости потерь света от асимметрии индикатрисы. В соответствие с данными, приведенными в [21], в «чистых» водах Черного моря показатель рассеяния назад на частицах на длине волны 400 нм примерно равен показателю рассеяния назад на молекулах воды. Если использовать параметр асимметрии K = 58 индикатрисы Петцольда, тогда получится, что в видимом диапазоне относительный вклад молекулярного рассеяния света черноморской водой составляет менее 3,5 %.

Для оценок потерь света была использована индикатриса Петцольда с вероятностью обратного рассеяния 0,017 и дополнительно были рассчитаны потери света в случае молекулярного рассеяния. Результаты представлены в табл. 1. Пользуясь данными таблицы, вычисляем, что спектральная ошибка в цилиндрической схеме может достигать 2 % от полного светового потока, а в приборе с конусной кюветой 0,03 · 22,7 % = 0,681 %.

Также проведена оценка преимущества использования конусного зеркального отражателя. Доля потерь света в конусной кювете без зеркала заметно выше. Отметим, что использование дополнительного зеркального отражателя в цилиндрической схеме увеличило бы процент выхода световой энергии. Однако такие характеристики, как средняя длина пути и количество отражений не уменьшились бы.

> Таблица 1 Table 1

Доля потерь света при разной геометрии кювет и индикатрис Proportion of light losses for different geometries of cuvettes and indicatrices

14	Форма кюветы, коэффициент отражения зеркала.			
индикатриса рассеяния	Цилиндр	Конус без зеркальной стенки	Конус, $R_{\rm m} = 0,95$	Конус, $R_{\rm m} = 0,98$
Индикатриса Петцольда	4,36 %	3,63 %	0,91 %	0,52 %
Молекулярное рассеяние	68,37 %	35,57 %	22,77 %	13,97 %

Ли М.Е., Шибанов Е.Б. Lee M.E., Shybanov E.B.

В расчетную формулу для поглощения света морской водой войдет нормировка измеренных значений *I* на опорный сигнал I_0 , калибровочная константа *C*, а также, при необходимости увеличения точности расчета, калибровочные коэффициенты k_1 , k_2 и априорно заданные величины показателей полного рассеяния *b* и обратного рассеяния b_b .

$$a_{w} = C - \frac{\ln(I / I_{0}) + k_{1} \cdot b + k_{2} \cdot b_{b}}{(1 + 0.032 \cdot b \cdot L_{0}) \cdot L_{0}}.$$
(10)

Величина константы *C* определяется различием опорного и измерительного тракта. Сомножитель в знаменателе корректирует увеличение длины пути с ростом *b* при выполнении условия однократного рассеяния. Слагаемые $k_1 \cdot b$ и $k_2 \cdot b_b$ учитывают поглощение света стенками кюветы вследствие рассеяния. Их физический смысл заключается в рассеянии света оптически тонким слоем воды. Согласно величинам доли потерь света при рассеянии, приведенным в табл. 1, $k_1 < 1$ см, а $k_2 \approx 20$ см. Заметим, что в морской воде $k_1 \cdot b > k_2 \cdot b_b$.

7. Заключение

Определение спектрального поглощения света в море всегда сталкивается с трудностями сбора на приемном устройстве одновременно как лучей, прошедших определенное расстояние в среде после поглощения, так и всех рассеянных на этом пути фотонов. В применяющихся в настоящее время методах с использованием явления полного внутреннего отражения в кварцевой трубе сбор всех рассеянных лучей осуществить не удается, поэтому приходится учитывать влияние потерянных фотонов путем теоретического моделирования с последующей коррекцией значений. В водах с прозрачной морской водой трудности сбора рассеянных лучей в приемнике возрастают настолько, что существующие методы определения поглощения света не позволяют получать достоверные данные пригодные для использования в задачах по восстановлению примесей по цвету моря или в моделировании.

Для решения этой задачи предложен новый подход к определению спектрального поглощения света пропусканием расходящегося пучка сквозь измеряемую среду, помещенную в двустенную коническую отражающую кювету с интегрирующей сферой в качестве светоприемного коллектора. Анализ распространения света через среду двустенной кюветы в интегрирующую сферу и в обратном направлении выявил их взаимное, но неопределенное влияние на величину определения поглощения, зависящее от многих факторов. Чтобы избежать неопределенности в величинах коэффициента усиления шара вследствие зависимостей от отражающих свойств поверхностей и от оптических свойств воды предложена схема с опорным сигналом.

В результате, для компенсации влияния возвращающегося в двустенную кювету диффузного излучения сферы на величину поглощения разработана двухлучевая схема с нормировкой по опорному потоку. Применением расходящегося пучка в конусной кварцевой кювете удалось добиться возможности ее удлинения и таким образом обеспечить возможность определения спектрального поглощения света в более широком диапазоне изменений оптических свойств морских вод.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Морского гидрофизического института РАН № 0827-2021-0002, № FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений (шифр «Оперативная океанология»).

Funding

The work was carried out with the financial support of the state assignment of the Marine Hydrophysical Institute of RAS No. 0827-2021-0002, No. FNNN-2024-0012 "Analysis, diagnosis and operational forecast of the state of hydrophysical and hydrochemical fields of marine areas based on mathematical modeling with using data from remote and contact measurement methods (code "Operational Oceanology").

Литература

1. *Gordon H.R., Morel A.* Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery, a review // Lecture notes on coastal and estuarine studies, vol. 4. New York: Springler Verlag, 1983. 114 p.

Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете... A new approach to determining the spectral light absorption of seawater by a conical reflecting cuvette with an integrating...

- Ronald J., Zaneveld V., Bartz R. Beam attenuation and absorption meters // Proc. SPIE0489, Ocean Optics VII, (27 September 1984). doi:10.1117/12.943318
- 3. *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.
- Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // Applied Optics. 1981. Vol. 20, Iss. 2. P. 177–184. doi:10.1364/AO.20.000177
- 5. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // Applied Optics. 1997. Vol. 36, Iss. 33. P. 8710–8723. doi:10.1364/AO.36.008710
- 6. *Nelson N.B.*, *Prezelin B.B.* Calibration of an integrating sphere for determining the absorption coefficient of scattering suspensions // Applied Optics. 1993. Vol. 32, Iss. 33. P. 6710–6717. doi:10.1364/AO.32.006710
- *Roos A*. Interpretation of integrating sphere signal output for nonideal transmitting samples // Applied Optics. 1991. Vol. 30, Iss. 4. P. 468–474. doi:10.1364/AO.30.000468
- 8. *Shibata K., Benson A.A., Calvin M.* The absorption spectra of suspensions of living micro-organisms // Biochimica et Biophysica Acta. 1954. Vol. 15, Iss. 4. P. 461–470. doi:10.1016/0006-3002(54)90002-5
- 9. *Latimer P.* Apparent shifts of absorption bands of cell suspensions and selective light scattering // Science. 1958. Vol. 127. N 3288. P. 29–30. doi:10.1126/science.127.3288.29
- 10. Amesz J., Duysens L.N.M., Brandt D.C., Methods for measuring and correcting the absorption spectrum of scattering suspensions // Journal of Theoretical Biology. 1961. Vol. 1, Iss. 1. P. 59–74. doi:10.1016/0022-5193(61)90026-1
- 11. Latimer P., Eubanks C.A.H. Absorption spectrophotometry of turbid suspensions: a method of correcting for large systematic deviations // Archives of Biochemistry and Biophysics. 1962. Vol. 98, Iss. 2. P. 274–285. doi:10.1016/0003-9861(62)90184-4
- 12. Bruls W.A.G., J.C. van der Leuin. The use of diffusers in the measurement of transmission of human epidermal layers // Photochemistry and Photobiology. 1982. Vol. 36, Iss. 6. P. 709–713. doi:10.1111/j.1751–1097.1982.tb09493.x
- Naqvi K. Razi, Melø T.B., Raju B. Bangar, Javorfi T., Garab G. Comparison of the absorption spectra of trimers and aggregates of chlorophyll a/b light-harvesting complex LHC II // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 1997. Vol. 53, Iss. 11. P. 1925–1936.
- 14. Погосян С.И., Дургарян А.М., Конюхов И.В., Чикунова О.Б., Мерзляк М.Н. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей, цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. Т. 49, № 6. С. 934–939.
- 15. *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.
- Fry E.S., Kattavar G.W., Pope R.M. Integrating cavity Absorption Meter // Applied Optics. 1992. Vol. 31. P. 2055–2065. doi:10.1364/AO.31.002055
- Ли М.Е., Шибанов Е.Б. Исследование преимуществ определения спектрального поглощения света в море в кварцевой кювете конусной формы // Труды XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод». М.: Издательство «ИО РАН», 2023. 267 с. С. 33–40. doi:10.29006/978-5-6051054-4-2-2023
- Ли М.Е., Шибанов Е.Б. Концепция нового подхода к определению спектрального поглощения света в прозрачной морской воде // Труды XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод». М.: Издательство «ИО РАН», 2023. 267 с. С. 118–123. doi:10.29006/978-5-6051054-4-2-2023
- 19. *Маньковский В.И*. О соотношении между интегральным показателем рассеяния света морских вод и показателем рассеяния в фиксированном направлении // Морские гидрофизические исследования. 1971. № 6 (56). С. 145–154.
- 20. *Takashima T*. A new approach of the adding method for computations of emergent radiation of an inhomogeneous plane parallel atmosphere // Astrophysics and Space Science. 1975. Vol. 36. P. 319–328. doi:10.1007/BF00645257
- 21. Маньковский В.И., Соловьев М.В., Маньковская Е.В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 90 с.

References

- 1. Gordon H.R. and Morel A. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery, a review. Lecture notes on coastal and estuarine studies, vol. 4. New York: Springler Verlag; 1983. 114 p.
- Ronald J., Zaneveld J.R.V., Bartz R. Beam attenuation and absorption meters. Ocean Optics VII, Proc. Soc. Photo Opt. Instrum. Eng. 1984;489:318–324. doi:10.1117/12.943318
- 3. Levin I.M. Correlations between the inherent hydrooptical characteristics in the spectral range close to 550 nm. *Oceanology*. 2007;47(3):344–349. doi:10.1134/S000143700703006X
- 4. Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied Optics*. 1981;20(2):177–184. doi:10.1364/AO.20.000177

- 5. Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Applied Optics*. 1997;36:8710–8723. doi:10.1364/AO.36.008710
- 6. Nelson N.B., Prezelin B.B. Calibration of an integrating sphere for determining the absorption coefficient of scattering suspensions. *Applied Optics*. 1993;33:6710–6717. doi:10.1364/AO.32.006710
- 7. Roos A. Interpretation of integrating sphere signal output for nonideal transmitting samples, *Applied Optics*. 1991;30: 468–474. doi:10.1364/AO.30.000468
- Shibata K., Benson A.A., Calvin M. The absorption spectra of suspensions of living micro-organisms. *Biochimica et Bio-physica Acta* 15. 1954;461–470. doi:10.1016/0006-3002(54)90002-5
- 9. Latimer P. Apparent shifts of absorption bands of cell suspensions and selective light scattering. *Science*. 1958;127:29–30. doi:10.1126/science.127.3288.29
- Amesz J., Duysens L.N.M., Brandt D.C. Methods for measuring and correcting the absorption spectrum of scattering suspensions. *Journal of Theoretical Biology*. 1961;1(1) 59–74. doi:10.1016/0022-5193(61)90026-1
- 11. Latimer P., Eubanks C.A.H. Absorption spectrophotometry of turbid suspensions: a method of correcting for large systematic deviations. *Archives of Biochemistry and Biophysics*. 1962;98(2):274–285. doi:10.1016/0003-9861(62)90184-4
- 12. Bruls W.A.G., J.C. van der Leuin. The use of diffusers in the measurement of transmission of human epidermal layers. *Photochemistry and Photobiology*. 1982;36:709–713. doi:10.1111/j.1751-1097.1982.tb09493.x
- 13. Razi Naqvi K., Melø T.B., Bangar Raju B., Javorfi T., Garab G. Comparison of the absorption spectra of trimers and aggregates of chlorophyll a/b light-harvesting complex LHC II. *Spectrochim. Acta Part A*. 1997;53:1925–1936.
- Pogosyan S.I., Durgaryan A.M., Konyukhov I.V., Chivkunova O.B., Merzlyak M.N. Absorption spectroscopy of microalgae, cyanobacteria, and dissolved organic matter: Measurements in an integrating sphere cavity. *Oceanology*. 2009; 49(6):866–871. doi:10.1134/S0001437009060125
- 15. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Kopelevich O.V., Zaycheva A.F., Pogosyan S.I. Measurements of seawater absorption factor using an integrating sphere. *Light Engineering*. 2018;26(1):120–126. doi:10.33383/2016-079
- Fry E.S., Kattavar G.W., Pope R.M. Integrating cavity Absorption Meter. *Applied Optics*. 1992;31:2055–2065. doi:10.1364/AO.31.002055
- 17. Lee M.E., Shybanov E.B. Issledovanie preimuschestv opredeleniya pogloscheniya sveta v more v kwarchevoy kyuvete konusnoy // Trudy XII Vserosiyskoy konferenchiyi s mezhdunarodnym ucastiem «Sovremennye problemy optiki estest-vennyh vod», Sankt-Peterburg 2023, P. 33–40. doi:10.29006/978-5-6051054-4-2-2023, (In Russian).
- Lee M.E., Shybanov E.B. The concept of a new approach to the determination of the spectral absorption of light in clear seawater. *Proceedings of the XII All-Russian Conference with international participation "Current problems in optics of natural waters*". M.: Shirshov Institute Publishing House; 2023. P. 97–102. doi:10.29006/978-5-6051054-4-2-2023 (In Russian).
- 19. Man'kovskiy V.I. On the relationship between the integral light scattering index of sea waters and the scattering index in a fixed direction. *Morskie gidrofizicheskie issledovaniya*. 1971;6(56):145–154 (In Russian).
- 20. Takashima T.A. New Approach of the Adding Method for Computations of Emergent Radiation of an Inhomogeneous Plane Parallel Atmosphere/T.A. Takashima. *Astrophysics and Space Science*. 1975;36:319–328. doi:10.1007/BF00645257
- 21. Man'kovskiy V.I., Solov'ev M.V., Man'kovskaya E.V. Hydro-optical characteristics of the Black Sea. A Handbook. Sevastopol: ECOSI-Gidrofizika; 2009. 90 p. (In Russian).

Об авторах

- ЛИ Михаил Ен Гон, главный научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, доктор физико-математических наук, профессор, ORCID: 0000-0002-2292-1877, WoS ResearcherID: R-4344–2018, Scopus Author ID: 56142710400, SPIN-код (РИНЦ): 2479-6915, e-mail: michael.lee.mhi@gmail.com
- ШИБАНОВ Евгений Борисович, ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, ORCID: 0000-0001-7943-305X, WoS ResearcherID: ABB-9097–2021, Scopus Author ID: 6507075380, SPIN-код (РИНЦ): 9906-998, e-mail: e-shybanov@mail.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-2

УДК 551.465

© А. Г. Лучинин*, М. Ю. Кириллин, Л. С. Долин, 2024

Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, 603950, ул. Ульянова, д. 46, г. Нижний Новгород, Россия

*luch@ipfran.ru

СИГНАЛ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ В ПОДВОДНЫХ ЛИДАРАХ СО СЛОЖНО МОДУЛИРОВАННЫМ ЗОНДИРУЮЩИМ ПУЧКОМ

Статья поступила в редакцию 29.03.2024, после доработки 12.09.2024, принята в печать 18.09.2024

Аннотация

Представлены результаты статистического моделирования сигнала обратного рассеяния в лидарах при зондировании толщи воды импульсами с внутренней модуляцией сложными частотно модулированными сигналами и их согласованной обработке в приемном тракте лидара. Проведено сравнение результатов моделирования с аналитическими расчетами в малоугловом приближении. Показано, что разброс фотонов по путям пробега, связанный с многократным рассеянием в среде, не препятствует эффективному сжатию сложного сигнала и малоугловое приближение хорошо описывает энергонесущую часть сигнала, обратно рассеянного толщей воды. Проведено сравнение уровней сигналов обратного рассеяния при зондировании воды коротким импульсом и сложно модулированным импульсом. Показано, что применение сложно модулированных импульсов подсветки позволяет снизить излучаемую источником мощность при сохранении уровня сигнала обратного рассеяния в лидаре и его разрешения по дальности. Выполнены расчеты уровней сигнала, обратно рассеяния в лидаре и его разрешения по дальности. Выполнены расчеты уровней сигнала, обратно рассеянния в лидаре и его разрешения по дальности. Выполнены расчеты уровней сигнала, обратно рассеянного локализованным диффузно отражающим объектом, и показано, что при величине задержки, соответствующей времени прихода баллистических фотонов, сжатый импульс не искажается. При больших временах запаздывания формируется «хвост» импульса, обусловленный разбросом фотонов по путям пробега. Приведен пример расчета импульса обратного рассеяния при наличии в воде не отражающего объекта.

Ключевые слова: подводный лидар, сложные сигналы, частотная модуляция, согласованная обработка, обратное рассеяние, метод Монте-Карло

UDC 551.465

© A. U. Luchinin*, M. Yu. Kirillin, L. S. Dolin, 2024

A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, 603950, Ul'anova str., 46, Nizhny Novgorod, Russia *luch@ipfran.ru

idente ipitali.ru

BACKSCATTER SIGNAL IN UNDERWATER LIDARS WITH A COMPLEXLY MODULATED PROBE BEAM

Received 29.03.2024, Revised 12.09.2024, Accepted 18.09.2024

Abstract

The results of statistical modeling of the backscatter signal in lidars when probing the water column with pulses with internal modulation by complex frequency modulated signals and their matched processing in the receiving path of the lidar are presented. The simulation results are compared with analytical calculations in the small-angle approximation. It is shown that the photons spread along their paths, associated with multiple scattering in the medium, does not prevent effective compression of the complex signal, and the small-angle approximation well describes the energy-carrying part of the signal backscattered by the water column. A comparison was made of the levels of backscatter signals when probing water with a short pulse and a complexly modulated pulse. It is shown that the use of complexly modulated illumination pulses makes it possible to reduce the power emitted by the source while maintaining the level of the backscattering signal in the lidar and its range resolution. Calculations of the levels of the signal backscattered by a localized diffusely reflecting object are performed and it is shown that at a delay value corresponding

Ссылка для цитирования: *Лучинин А.Г., Кириллин М.Ю., Долин Л.С.* Сигнал обратного рассеяния в подводных лидарах со сложно модулированным зондирующим пучком // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 21–31. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-2

For citation: Luchinin A.U., Kirillin M. Yu., Dolin L.S. Backscatter Signal in Underwater Lidars with a Complexly Modulated Probe Beam. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):21–31. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-2

to the arrival time of ballistic photons, the compressed pulse is not distorted. At long delay times, a pulse tail is formed due to the spread of photons along their paths. An example of calculating the backscattering pulse in the presence of a non-reflecting object in the water is given.

Keywords: underwater lidar, complex signals, frequency modulation, matched processing, backscattering, Monte Carlo method

1. Введение

Лидары воздушного и корабельного размещения уже давно используются в качестве эффективного средства дистанционной диагностики оптических свойств морской воды и подповерхностных гидродинамических процессов. Основное ограничение в их применении обусловлено сильным экспоненциальным ослаблением полезного сигнала с увеличением глубины (дальности) исследуемого объема воды. Очевидным способом увеличения дальности и тем самым производительности лидара является повышение мощности зондирующего сигнала или/и увеличение площади приемной апертуры. Не менее очевидны и трудности в реализации такого способа как технического, так экономического характера. Кроме того, увеличение мощности излучаемого сигнала может ограничиваться экологическими требованиями и нелинейными явлениями в воде. Обойти, хотя бы частично, эти ограничения можно за счет применения сложно модулированных зондирующих сигналов и согласованной обработки в приемной системе. В идеальном случае, когда среда распространения не искажает спектр сигнала, принятый и обработанный сигнал имеет длительность, обратно пропорциональную ширине полосы девиации частоты модуляции, а его амплитуда пропорциональна корню квадратному из базы частоты модуляции (произведению полосы девиации на длительность исходного импульса). Таким образом, сохраняя хорошее разрешение по времени и дальности, можно увеличить потенциальные возможности лидара за счет увеличения длительности излучающего импульса, не превышая при этом допустимого порога мощности излучения.

Сложные сигналы (СС) традиционно используются в различных радиотехнических устройствах при построении радиолокационных и гидролокационных систем [1, 2]. В подводной оптике свойства таких сигналов исследуются в основном в приложении к задачам беспроводной подводной связи. В работах [3, 4] содержатся обзоры некоторых технических решений и лабораторных экспериментов в этом направлении. В статьях [5, 6] приводятся результаты лабораторных исследований свойств СС при их распространении в модельной рассеивающей среде. Результаты аналитических исследований СС применительно к задачам подводной оптики, выполненных в различных приближениях и с применением метода статистического моделирования Монте-Карло, описаны в [7-13]. В этих работах было показано, что многократное рассеяние света в анизотропно рассеивающих средах типа морской воды в достаточно широких пределах изменения параметров среды и СС слабо влияет на эффективность применения СС в подводной беспроводной коммуникации и не препятствует сжатию принимаемого сигнала при его согласованной обработке. Возможность применения СС в подводных лидарах, предназначенных для дистанционной диагностики содержащихся в воде оптически активных примесей, заслуживает отдельного обсуждения. В первую очередь, это связано с тем, что условия формирования сигнала обратного рассеяния в подводных лидарах отличаются от условий формирования «прямого» сигнала, в который существенный вклад вносят составляющие, рассеянные под малыми углами. При обратном рассеянии соотношение фаз различных гармоник может быть существенно другим. Такое же предположение можно высказать и по отношению к локационному сигналу, отраженному от сосредоточенного объекта, в частности от слоя повышенной мутности. Кроме того, как было показано ранее [14], многократное рассеяние света приводит к различному по спектру ослаблению высокочастотной составляющей излучения — увеличению декремента с ростом частоты содержащихся в сигнале спектральных гармоник. Поэтому может оказаться, что выигрыш в уровне сигнала за счет его сжатия не так эффективен, как можно было бы ожидать.

В настоящей работе выполнен анализ свойств сигнала обратного рассеяния при зондировании среды СС с линейно изменяющейся во времени частотой модулирующего сигнала и оценка эффективности сжатия принятого сигнала как функции глубины зондирования. При этом мы будем опираться на разработанную ранее методику и некоторые результаты, полученные нами в [14, 15].

2. Постановка и геометрия задачи

Конкретизируем необходимую для моделирования пространственно-угловую конфигурацию лидара. Пусть лидар (источник излучения и фотоприемник) расположен в плоскости z = 0, направление излучения и ось приемной диаграммы ориентированы ортогонально этой плоскости. Следуя [14], зондирующий пучок света считаем бесконечно узким и задаем его яркость в виде

Сигнал обратного рассеяния в подводных лидарах со сложно модулированным зондирующим пучком Backscatter signal in underwater lidars with a complexly modulated probe beam

$$L(\mathbf{r}_{\perp}, z = 0, \mathbf{n}, t) = P_{S}(t)\delta(\mathbf{r}_{\perp})\delta(\mathbf{n} - \mathbf{z}_{0}),$$
⁽¹⁾

где \mathbf{r}_{\perp} — радиус-вектор точки в плоскости z = const, \mathbf{n} — единичный вектор, описывающий направление луча, \mathbf{z}_0 — единичный вектор, совпадающий с направлением оси z, $P_S(t)$ — мощность изучения. Относительно пространственно-угловых характеристик фотодетектора приемной системы лидара мы предположим, что он также расположен в плоскости z = 0, имеет круглую апертуру радиуса R, центр которой может быть смещен относительно источника на расстояние $\mathbf{r}_{0\perp}$, диаграмма направленности приемника изотропна в пределах телесного угла $\Omega_0 = 2\pi(1 - \cos \alpha / 2)$, α — угловой раствор диаграммы, ось которой совпадает с направление оси *z*. Мощность излучения, регистрируемая фотодетектором, описывается соотношением:

$$P(t) = \iint_{\Omega_0} \iint_{\Delta S} L(\mathbf{r}_{0\perp} + \boldsymbol{\rho}, \mathbf{n}, t) d\boldsymbol{\rho} d\mathbf{n},$$
(2)

где интегрирование ведется по телесному углу Ω_0 и площади фотодетектора ΔS . Нашей задачей является исследование свойств функции P(t) при модуляции излучаемого (зондирующего) импульса сигналом радиочастотного диапазона, имеющего относительно широкий спектр, т. е. сложным сигналом с базой $B = \Delta \omega \Delta T \gg 1$, где $\Delta \omega$ — ширина спектра функции $P_S(t)$, а ΔT — длительность излучаемого импульса. Для определенности зададим функцию $P_S(t)$ в виде импульса Гаусса, модулированного по мощности высокочастотным сигналом с линейно меняющейся во времени частотой модуляции (ЛЧМ).

$$P_{\mathcal{S}}(t) = \frac{W_0}{2\Delta T \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2(\Delta T)^2}\right) \left(1 + m \cdot \cos(\omega_0 + \beta t)t\right). \tag{3}$$

Здесь $W_0 = \int P_S(t)dt$ — полная энергия излучаемого импульса, *m* — глубина модуляции, ω_0 — центральная частота модуляции, β — скорость изменения частоты модулирующего сигнала. В этом случае база сигнала равна $B = 2\beta(\Delta T)^2$. В силу линейности задачи можно независимо исследовать отклик среды на переменную составляющую зондирующего излучения (второе слагаемое в (3)) и его свойства после согласованной обработки в приемной системе лидара. Такая обработка принятого сигнала должна предусматривать несколько этапов: детектирование и выделение сигнала модуляции, свертка с эталонным сигналом модуляции (сжатие сигнала) и детектирование свертки сигнала. Возможная схема лидара такого типа приведена в [7]. Не нарушая общности, положим далее $mW_0 = 1$. Тогда автокорреляционную функцию высокочастотной составляющей излучаемого сигнала можно представить в виде:

$$\Gamma_0(\tau) = \sqrt{\left(1 + B^2\right)} \exp\left(i\omega_0 \tau - \frac{\tau^2 \left(1 + B^2\right)}{4(\Delta T)^2}\right).$$
(4)

Поскольку база модулирующего сигнала *B* много больше единицы, амплитуда выделяемого сигнала после процедуры свертки, как видно из (4), увеличивается в *B* раз по сравнению с аналогичной величиной для случая узкополосного модулирующего сигнала. Из этого же соотношения следует, что среднеквадратичная длительность свернутого импульса, которая определяется шириной полосы модулирующего сигнала $\Delta\omega$, сокращается до величины $\Delta T/B$. Разумеется, такой результат может быть получен, если среда не искажает исходный сигнал, независимо от того, идет ли речь о «прямом» распространении или об обратном рассеянии. Между тем, как следует из общих соотношений теории согласованной обработки, принятый и прошедший такую обработку сигнал, может быть рассчитан по формуле:

$$\tilde{S}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \Gamma_0(\tau) A(t-\tau) d\tau,$$
(5)

где A(t) — импульсная передаточная функция среды распространения — отклик среды при ее облучении ультракоротким импульсом $P_S(t) = W_0\delta(t)$. Как отмечалось в [15], соотношение (5) показывает, что при излучении сигнала $P_S(t)$, задаваемого формулой (3), расчет согласованно принятого сигнала $\tilde{S}_1(t)$ сводится к решению задачи о распространении в воде сигнала с начальной мощностью $\Gamma_0(t)$, то есть сжатого импульса с монохроматическим заполнением. Благодаря этому соотношению появляется возможность использования полученных ранее результатов моделирования импульсных световых полей для вычисления характеристик принятого сложного сигнала после его сжатия в системе обработки, в том числе результатов моделирования сигнала обратного рассеяния, представленных в работе [14] для описанной выше конфигурации лидара.

3. Импульсная передаточная функция подводного лидара

Импульсная передаточная функция A(t) может быть рассчитана, если в (1), (2) излучаемую мощность задать в виде $P_S(t) = W_0 \delta(t)$. Приведем здесь заимствованный из [14] и дополненный более поздними и подробными расчетами рисунок с функциями A(t), домноженными на величину Δt . Величина Δt определяет время накопления фотонов при статистическом моделировании методом Монте-Карло и в нашем случае была равна 10^{-10} с. На этом же рисунке приведена функция $A(t)\Delta t$, рассчитанная при сопоставимых значениях параметров по аналитической формуле из работы [16], полученной на основе малоуглового приближения. В [16] получена простая, удобная для расчетов аналитическая формула для мощности сигнала обратного рассеяния. В терминах и обозначениях настоящей работы эта формула имеет вид:

$$A(t) = \frac{1}{2\pi} \Sigma_0 bx(\pi) c \frac{\exp\{-act\}}{\left(\frac{4r_{0\perp}}{\alpha}\right)^2 + \left(ct\right)^2 + \frac{8b}{3} \frac{\left(ct\right)^3}{\left(\mu\alpha\right)^2}},\tag{6}$$

где Σ_0 — площадь приемной апертуры, *a* и *b* — показатели поглощения и рассеяния соответственно, *c* — скорость света в воде, величина α задается в радианах, μ — параметр индикатрисы рассеяния, которая аппроксимирована формулой [8]:

$$x(\theta) = \frac{2\mu \exp(-\mu\theta)}{\theta}.$$
 (7)

Кривая, соответствующая (6) на рис. 1, рассчитана при следующих значениях параметров: $r_{0\perp} = 0,55$ м, $\alpha = 60^{\circ}$, $\mu = 7$. При значении $\mu = 7$ модельная индикатриса (7) максимально соответствует индикатрисе рассеяния, использованной при статистическом моделировании. Заметим, что справедливость формулы (6), как указано в [16], ограничена неравенством

$$t > \frac{r_{0,\perp}}{c} \operatorname{ctg} \frac{\alpha}{4}.$$
(8)

При заданных параметрах формулой (6) можно пользоваться при *t* больше 9 нс.

Кривые этого рисунка показывают, что в пределах рассмотренного диапазона изменения параметров приемника сигнал обратного рассеяния довольно быстро «забывает» о его угловых характеристиках. Можно видеть, что, начиная с времени прихода фотонов порядка 10 нс, импульсные передаточные функции, рассчитанные при разных значениях α , практически совпадают. Это же совпадение наблюдается и с функцией A(t), рассчитанной на основании простой аналитической формулы (6) и при выполнении неравенства (8). Последнее обстоятельство, по-видимому, позволяет использовать малоугловое приближение для достаточно надежных энергетических оценок части сигнала, приходящей от слоев воды, находящихся на расстояниях более 1 м от лидара. Вместе с тем, при зондировании среды сложным сигналом и при согласованной обработке принятого сигнала могут проявиться эффекты, вызванные разбросом фотонов по путям пробега, приводящие к потере когерентности спектральных гармоник сигнала и препятствующие его сжатию. Поэтому для оценки эффективности применения сложных сигналов для дистанционной диагностики среды и расчета характеристик обратно рассеянных средой сложных сигналов этап статистического моделирования представляется необходимым.



Рис. 1. Функция A(t), рассчитанная методом Монте-Карло при значениях параметров: $r_{0\perp} = 0.55$ м; (1) $\alpha = 180^{\circ}$; (2) $\alpha = 120^{\circ}$; (3) $\alpha = 60^{\circ}$. Кривая 4 рассчитана на основе малоуглового приближения по формуле (6)

Fig. 1. Function A(t), calculated by the Monte-Carlo method with the following parameter $r_{0\perp} = 0.55$ M; (1) $\alpha = 180^{\circ}$; (2) $\alpha = 120^{\circ}$; (3) $\alpha = 60^{\circ}$.values: Curve 4 was calculated based on the small-angle approximation using formula (6)

4. Результаты моделирования

Приведем предварительно величины параметров и характеристики среды, значимых для рассматриваемой задачи и использованных при моделировании.

При моделировании была использована индикатриса, характерная для вод Черного моря [17] со средним косинусом рассеяния 0,93. Показатель рассеяния *b* был задан равным 0,16 1/м. Основной объем вычислений был выполнен для показателя истинного поглощения a = 0,04 1/м. Пересчет результатов моделирования для вод с другим показателем поглощения был выполнен с помощью формулы, являющейся следствием уравнения переноса излучения [18]:

$$A(t)|_{a_1} = A(t)|_{a_1} \exp(-(a_2 - a_1)ct).$$
(9)

При моделировании величина скорости света принята равной $c = 2,26 \times 10^8$ м/с, характерной для морской воды.

Параметры модулирующего сигнала и параметры численного моделирования методом Монте-Карло не могут быть выбраны независимым образом. В частности, максимальная величина центральной частоты модуляции $f_0 = \omega_0/2\pi$ излучаемого сигнала должны быть меньше величины, обратной Δt — интервалу дискретности или времени накопления фотонов для одного отсчета. Как указывалось выше, в рамках данной работы этот параметр равен 10^{-10} с. Соответственно, максимальная центральная частота модуляции была задана равной 10^9 Гц. Реализация лидара с такой модулирующей частотой не должна представлять технических трудностей как для модуляции излучения, так и при выделении и обработке переменной составляющей в приемной системе. Параметр β , определяющий при заданной величине f_0 эффективную полосу девиации частоты модулирующего сигнала Δf , был задан из условия $\Delta f/f_0 = 0,5$. При вычислении функции $\tilde{S}_1(t)$ будем предполагать, что обработка сигнала в соответствии с (5) начинается с момента t_{str} для заданной

(фиксированной) глубины зондирования. Кроме этого, мы будем вычислять функцию $\tilde{S}(t)$ — огибающую функции $\tilde{S}(t)$, которая является результатом синхронного детектирования последней. Длительность этой функции фактически определяет разрешение по дальности лидара со сложным зондирующим сигналом.

Приведем далее несколько характерных примеров моделирования импульсов, сформированных на выходе системы обработки. На рис. 2 приведены такие импульсы для четырех вариантов сочетания параметров (величины показателя поглощения и времени задержки, отсчитываемого от момента излучения). В малоугловом приближении время задержки можно «привязать» к глубине слоя воды, в котором сформировался сигнал обратного рассеяния — конечно, со всеми оговорками, присущими этому приближению.

Эти примеры показывают, что при относительно небольших величинах задержки (соответственно, небольших глубинах) сжатие сложно модулированного сигнала может быть достаточно эффективно. Увеличение показателя поглощения воды приводит только к большему ослаблению сигнала, практически не влияя на его сжатие. Однако с увеличением времени задержки происходит искажение заднего фронта сжатого импульса и его затягивание. Судить о величине этого эффекта можно по среднеквадратичной длительности сжатого импульса после синхронного детектирования в сравнении с длительностью импульса, «неиспорченного» средой

$$\Delta \tau_0 = t_0 \sqrt{\frac{2}{1+B^2}}.$$
 (10)

Определим нормированную на эту величину длительность сжатого импульса формулой:

$$\delta \tau = \frac{1}{\Delta \tau_0} \sqrt{\frac{\int t^2 \tilde{S}(t) dt}{\int \overline{\tilde{S}(t)} dt}}.$$
(11)

Естественно ожидать, что $\delta \tau$ является функцией величины задержки при детектировании сигнала обратного рассеяния. Ее оценка может представлять интерес для определения возможного разрешения лидара по глубине в задачах зондирования воды, стратифицированной по показателю рассеяния. На рис. З показана такая зависимость $\delta \tau$ от величины задержки $t_{str.}$

Увеличение среднеквадратичной длительности сжатого импульса происходит монотонно с увеличением задержки и, соответственно, глубины, которой можно «приписать» сигнал обратного рассеяния. Как видно из рис. 2, увеличение параметра бт связано, прежде всего, с «хвостовой» частью сжатого импульса. В то же время основная часть импульса практически не отличается от идеально сжатого импульса. В этом можно убедиться, сравнив результаты расчета на основе метода Монте-Карло и на основе формулы малоуглового приближения (6), в котором не учитываются эффекты продольной диффузии. На рис. 4 приведены результаты такого сравнения.



Рис. 2. Вид функции $\tilde{S}(t)$ и ее огибающей $\tilde{S}(t)$ при различных временах задержки и при разных показателях поглощения: a = 0,04 1/м (a и b); a = 0,06 1/м (c и d); $t_{str} = 5 \times 10^{-8} c$ (a и c); $t_{str} = 2 \times 10^{-7} c$ (b и d)

Fig. 2. Type of function $\tilde{S}(t)$ and its envelope $\overline{\tilde{S}(t)}$ at different delay times and at different absorption coefficient: $a = 0.04 \ 1/m$ (a and b); $a = 0.06 \ 1/m$ (c and d); $t_{str} = 5 \times 10^{-8} \ s$ (a and c); $t_{str} = 2 \times 10^{-7} \ s$ (b and d)



Рис. 3. Нормированная длительность сжатого импульса как функция задержки стробирования при разных величинах показателя поглощения: 0,04 1/м — кривая *1* и 0,07 1/м — кривая *2*

Fig. 3. Normalized duration of the compressed pulse as a function of the gating delay at different values of the absorption index: $0.04 \ 1/m$ – curve 1 and $0.07 \ 1/m$ – curve 2



Рис. 4. Огибающие сжатых импульсов $\tilde{S}(t)$ при временах задержки, таких же, как и на рис. 2. Сплошная кривая — результат моделирования методом Монте-Карло, точки — расчета в малоугловом приближении. Показатель поглощения $a = 0,04 \ 1/M$

Fig. 4. Envelopes of compressed pulses $\tilde{S}(t)$ at delay times the same as in Fig. 2. The solid curve is the result of simulation using the Monte Carlo method; the dots are the result of calculations in the small-angle approximation. Absorption index a = 0.04 1/m

Можно видеть, что основная «энергонесущая» часть сжатого импульса достаточно точно описывается малоугловым приближением. Хвост сжатого импульса сравнительно невелик, хотя и определяет быстрый рост среднеквадратичной длительности импульса с увеличением глубины (рис. 3). Может оказаться, что для оценки разрешающей способности лидара достаточно определить ширину импульса по заданному уровню относительно максимума.

5. Сравнительная оценка уровней сигнала

Как отмечалось выше, преимущества лидара со сложно модулированным зондирующим пучком связаны с возможностью понижения мощности излучения за счет применения импульса большей длительности. В связи с этим уместно сравнить прогнозируемые уровни сигналов обратного рассеяния двух типов лидара при одинаковых условиях (характеристиках среды, конфигурации приемно-излучающей системы) и одинаковом разрешении по глубине. Пусть ΔT_0 — интервал времени, определяющий разрешение лидара. Для лидара со сложно модулированным импульсом эта величина определяются полосой девиации модулирующего сигнала, а для лидара с ультракоротким излучаемым импульсом совпадает с длительностью строба в приемной системе, вырезающем в принимаемом сигнале его часть для заданной глубины зондирования. В последнем случае уровень полезного сигнала определим формулой:

$$S(t_{str}) = \int_{t_{str} - \Delta T_0/2}^{t_{str} + \Delta T_0/2} A(t) dt.$$
 (12)

Эту величину необходимо сравнить с максимальным значением функции $\tilde{S}(t)$, рассчитанной при девиации частоты модуляции $\Delta f = 1/\Delta T_0$ при условии $\Delta f/f_0 = 0,5$. При $\beta = 0,5$ ширина строба для расчета уровня сигнала по формуле (12) равна $2/f_0$. Большая часть наших расчетов проделана при значениях центральной частоты модуляции 10^9 Гц и 10^8 Гц, что соответствует длительности прямоугольного строба ΔT_0 в $(9) - 2 \times 10^{-9}$ с $u \, 2 \times 10^{-8}$ с. Результат сравнения функций $\tilde{S}(t)$ и S(t) для первой пары параметров приведен на рис. 5. Монотонно спадающие кривые этого рисунка соответствует уровню сигнала S(t) как функции текущей времени задержки при облучении среды ультракоротким импульсом и прямоугольном стробе в приемной системе (пунктир) и уровню сигнала при увеличении излучаемой мощности в K раз ($K = \sqrt{1 + B^2}$. При $f_0 = 10^9$ Гц степень сжатия K = 157, а при $f_0 = 10^8$ Гц K = 15,7). Можно видеть, что максимумы функций $\tilde{S}(t)$ с хорошей точностью совпадают со значением $K^*S(t)$. Другими словами, это означает, что при зондировании среды сложно модулированным импульсом, мощность излучения того же уровня сигнала обратного рассеяния, что и при зондировании коротким импульсом, мощность излучения может быть снижена в K раз (при том же разрешении по глубине).







Рис. 5. Структура сжатого (обработанного) сигнала после синхронного детектирования — функция $\overline{\tilde{S}(t)}$ при различных временах задержки. Положение максимумов $\overline{\tilde{S}(t)}$ по оси абсцисс соответствует времени задержки. Дополнительные максимумы с большей задержкой и меньшей амплитудой являются корреляционным шумом. Пунктирная линия соответствует уровню сигнала $S(t_{str})$. Центральная частота модуляции $f_0 = 10^9$ Гц. Показатель поглощения a = 0,041/M

Fig. 5. The structure of the compressed (processed) signal after synchronous detection is a function at different delay times. The position of the maxima on the abscissa corresponds to the delay time. Additional maxima with longer delay and lower amplitude are correlation noise. The dotted line corresponds to the signal level $S(t_{str})$. Central modulation frequency $f_0 = 10^9$ Hz. Absorption index $a = 0.04 \ 1/m$

Небольшое различие в этих функциях, по-видимому, обусловлено разницей в форме окон усреднения. Физический смысл такого совпадения заключается в том, что при использовании ультракороткого и сложно модулированного импульсов для формирования одинакового по времени разрешения требуется практически один и тот же набор спектральных гармоник. В связи с этим представляет интерес провести аналогичное сравнение для другого, более низкочастотного диапазона модуляции. Результат расчета уровней сжатого сигнала при $f_0 = 10^8$ Гц и для короткого импульса при длительности строба 2 × 10⁻⁸ с приведен на рис. 6.

Отличие рис. 5 и рис. 6 сводится лишь к ширине импульса, формируемого в приемной системе при сжатии. Уровни сигналов при двух способах зондирования также отличаются только на величину К, которая в этом случае равна 15,7. Более неожиданным является совпадение уровней сигналов при зондировании модулированными пучками с отличающимися на порядок значениями центральных частот модуляции. Это совпадение можно интерпретировать как своего рода компенсацию — увеличение потерь с ростом частоты модуляции компенсируется увеличением коэффициента сжатия за счет более широкой полосы девиации частоты модуляции. По существу, при такой схеме зондирования реализуется некий инвариант, когда уровень принимаемого сигнала не зависит от частоты модуляции (при сохранении относительной полосы). Следует, однако, подчеркнуть, что с ростом частоты и, соответственно, возможно допустимой полосы модуляции увеличивается разрешающая способность лидара. При этом очевидно, что предельное разрешение, помимо аппаратурных ограничений, будет определяться уровнем многократного рассеяния и связанной с ним продольной диффузией излучения.

6. Сигнал от диффузно отражающего объекта

Методика расчета сигнала, отраженного от локализованного по глубине объекта, например, от диффузно отражающего дна, аналогична изложенной выше. Однако импульсная передаточная функция системы «излучатель — вода — отражающая поверхность — вода — приемник» отличается от приведенной на рис. 1 функции A(t) наличием всплеска на фоне монотонного спадания сигнала, обусловленного объемным рассеянием. Вид этой функции для лидара с изотропной приемной диаграммой и плоской диффузно отражающей поверхности с альбедо, равным единице, показан на рис. 7 (кривая 2). На этом же рисунке для сравнения приведен вид A(t) для того же варианта лидара в отсутствии отражающей плоскости и той же функции для плоской поверхности с альбедо, равным нулю (кривая 3).

Головная часть импульса, отраженного объектом, сформирована баллистическими фотонами и фотонами, траектории которых близки к направлению на приемник. Хвостовая часть импульса обязана своим происхождением фотонам, рассеянным под большими углами и поступающими в приемник в результате многократного рассеяния. Кроме того, в эту часть импульса вносят свой вклад «долгоживущие», многократно рассеянные фотоны, не дошедшие до отражающей плоскости и определяющие уровень послесвечения толщи среды между лидаром и отражающей поверхности. О величине и характере этого вклада можно судить по кривой 3. Очевидно, что ее последний быстро спадающий участок сформирован фотонами, не взаимодействовавшими с поверхностью.

При зондировании частотно модулированным пучком формирование отраженного поверхностью и сжатого при обработке сигнала происходит аналогично описанному выше. При величине задержки, соответствующей времени прихода баллистических фотонов сжатый импульс не искажается — его форма не отличается от «идеальной». При больших задержках формируется, как и при зондировании объема однородной среды, хвост импульса, обусловленный разбросом фотонов по путям пробега. На рис. 8 представлены примеры сжатых импульсов, соответствующих головной и хвостовой части импульса, показанного на рис. 7.

Рис. 7. Функция $A(t)\Delta t$, рассчитанная методом Монте-Карло при значениях параметров $r_{0\perp} = 0.55$ м, $\alpha = 180^\circ$. Кривая I — соответствует безграничной среде, кривая 2рассчитана для альбедо, равного единице, и для глубины расположения отражающей поверхности 25 м, кривая 3 для альбедо, равного нулю и глубины расположения поглощающей поверхности 30 м

Fig. 7. Function A(t), calculated by the Monte Carlo method with parameter values $r_{0\perp} = 0.55$ M, $\alpha = 180^{\circ}$. Curve *1* corresponds to an unbounded environment, curve *2* is calculated for an albedo equal to unity and for a depth of the reflecting surface of 25 m, curve *3* for an albedo equal to zero and a depth of the absorbing surface of 30 m

 $\tilde{S}(t)$

2,1×10⁻⁷ 2,15×10⁻⁷ 2,2×10⁻⁷ 2,25×10⁻⁷

t, c

 4×10^{-10}

 2×10^{-6}

2×10

 4×10^{-10}

0

 $\tilde{S}(t)$

 $\overline{\tilde{S}(t)}$



 $3,5 \times 10^{-7}$

t, c

Рис. 8. Вид функций $\tilde{S}(t)$ и их огибающих $\tilde{S}(t)$ при наличии в среде отражающего объекта при разных временах задержки **Fig. 8**. Type of functions $\tilde{S}(t)$ and their envelopes $\overline{\tilde{S}(t)}$ in the presence of a reflecting object in the medium at different delay times

 $3,4 \times 10^{-7}$

7. Заключение

Приведенные примеры Монте-Карло моделирования сигналов обратного рассеяния в лидаре со сложно модулированным пучком подсветки и согласованной обработкой сигнала в его приемном тракте дают основание считать, что такого типа лидары можно было бы эффективно использовать для дистанционного измерения оптических характеристик воды. Как показали расчеты, обработка принятого ЛЧМ сигнала позволяет получить информативный сигнал, подобный отклику среды на короткий зондирующий импульс с таким же, как у ЛЧМ сигнала, энергетическим спектром. При этом частотная модуляция импульса открывает возможности для увеличения глубины зондирования водной толщи при заданных ограничениях на пиковую мощность импульса (за счет увеличения его длительности, а, следовательно, и энергии). Этот эффект может быть достигнут при любом значении центральной частоты модуляции, в том числе при $\omega_0 = 0$. Поэтому выбор величины центральной частоты модуляции, в том числе при еляяться техническими возможностями модулятора. Однако наличие в зондирующем сигнале высокой «несущей частоты» может быть использовано для частичного подавления эффектов многократного рассеяния светового сигнала на трассе его распространения и повышения разрешающей способности лидара при наблюдении мелкомасштабных неоднородностей показателя обратного рассеяния воды.

Полученные результаты позволяют сделать определенные выводы относительно возможностей применения малоуглового приближения для расчета сигнала обратного рассеяния от толщи воды. Как показали сравнительные расчеты, полученная ранее формула для уровня сигнала обратного рассеяния может быть с успехом использована в широком диапазоне изменения параметров лидара и характеристик среды, по крайней мере, для дальностей, доступных при моделировании методом Монте-Карло и, видимо, для дальностей зондирования, доступных для современной техники.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках госзадания ИПФ РАН, проект FFUF-2024-0033.

Funding

The study was conducted within the framework of the IAP RAS state assignment FFUF-2024-0033.

Литература

- 1. *Макс Ж*. Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях / Пер. с франц. В 2 т. М.: Мир, 1983. Т. 1. 312 с.; Т. 2–256 с.
- 2. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. М.: Дрофа, 2006. 716 с.
- 3. *Родионов А.Ю., Щербатюк А.Ф.* Перспективы использования оптической связи и систем навигации в подводных роботах//Подводные исследования и роботизация. 2021. № 4(38). С. 37–49. doi:10.37102/1992-4429_2021_38_04_04
- 4. *Kaushal H., Kaddoum G.* Underwater optical wireless communication // IEEE Access. 2016. Vol. 4. P. 1518–1547. doi:10.1109/ACCESS.2016.2552538
- 5. *Mullen L., Lee R., Nash J.* Digital passband processing of wideband-modulated optical signals for enhanced underwater imaging // Applied Optics. 2016. Vol. 55. C18–C24. doi:10.1364/AO.55.000C18
- 6. *Cochenour B., Mullen L., Muth J.* Modulated pulse laser with pseudorandom coding capabilities for underwater ranging, detection, and imaging // Applied Optics. 2011. Vol. 50. P. 6168–6178. doi:10.1364/AO.50.006168
- 7. *Лучинин А.Г.* О системах подводного видения со сложно модулированными пучками подсветки // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. Т. 5, № 4. С. 5–17.
- 8. *Лучинин А.Г.* Теория подводного лидара со сложно модулированным пучком подсветки // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 6. С. 739–748.
- 9. Лучинин А.Г., Долин Л.С. Применение сложно модулированных волн фотонной плотности для инструментального видения в мутных средах // Доклады Академии наук. Физика. 2014. Т. 455, № 6. С. 643–646. doi:10.7868/S0869565214120093
- 10. *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
- 11. Лучинин А.Г. Принципы построения «идеальной» системы видения через взволнованную поверхность // Известия вузов. Радиофизика. 2014. Т. 57. С. 281–290.
- 12. Luchinin A.G., Dolin L.S., Kirillin M. Yu. Time delay and width variation caused by temporal dispersion of a complex modulated signal in underwater lidar // Applied Optics. 2019. Vol. 58. P. 5074–5085. doi:10.1364/AO.58.005074
- 13. *Luchinin A.G., Kirillin M. Yu.* Simulation of complexly modulated light pulse propagation in sea water // Fundamental and Applied Hydrophysics. 2019. Vol. 12, N 4. P. 66–77. doi:10.7868/S2073667319040087

Сигнал обратного рассеяния в подводных лидарах со сложно модулированным зондирующим пучком Backscatter signal in underwater lidars with a complexly modulated probe beam

- 14. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. and Dolin L.S. Backscatter signals in underwater lidars: temporal and frequency features // Applied Optics. 2018. Vol. 57. P. 673–677. doi:10.1364/AO.57.000673
- 15. Luchinin A.G., Dolin L.S., Kirillin M. Yu. Compression and self-compression of frequency modulated spherical photon density waves in anisotropic scattering media // Applied Optics. 2024. Vol. 63, N 21, P. 5562–5568. doi:10.1364/ao.528761
- 16. Долин Л.С., Савельев В.А. О характеристиках сигнала обратного рассеяния при импульсном облучении мутной среды узким направленным световым пучком // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7, № 5. С. 505–510.
- 17. Иванов А. Введение в океанографию. М.: Мир, 1971.
- 18. Зеге Э.П., Иванов А.П., Кацев И.Л. Перенос изображения в рассеивающей среде. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

References

- 1. Max J. Methods and techniques for signal processing in physical measurements. Moscow: Mir; 1983. 2 volumes. 168 p. (in Russian).
- 2. Gonorovsky I.S. Radio circuits and signals. Moscow: Drofa; 2006. 719 p. (in Russian).
- 3. Rodionov A. Yu., Scherbatyuk A.F. Perspectives of use optical communication and orientation systems in underwater robotics. *Underwater Research and Robotics*. 2021: 4(38); 37–49 (in Russian). doi:10.37102/1992-4429_2021_38_04_04
- Kaushal H., Kaddoum G. Underwater optical wireless communication. *IEEE Access*. 2016;4:1518–1547. doi:10.1109/ACCESS.2016.2552538
- 5. Mullen L., Lee R., Nash J. Digital passband processing of wideband-modulated optical signals for enhanced underwater imaging. *Applied Optics*. 2016;55:C18–C24. doi:10.1364/AO.55.000C18
- 6. Cochenour B., Mullen L., Muth J. Modulated pulse laser with pseudorandom coding capabilities for underwater ranging, detection, and imaging. *Applied Optics*. 2011;50:6168–6178. doi:10.1364/AO.50.006168
- 7. Luchinin A.G. On underwater imaging system with complex modulated beams of illumination. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2012;5(4):5–17 (in Russian).
- 8. Luchinin A.G. Theory of underwater lidar with a complex modulated beam. *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012;48(6):663–671 (in Russian). doi:10.1134/S0001433812060072
- 9. Luchinin A.G., Dolin L.S. Application of complex-modulated waves of photon density for instrumental vision in turbid media. *Doklady Physics*. 2014;59:170–172 (in Russian). doi:10.1134/S1028335814040089
- 10. 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(4):411–419. doi:10.1134/S0001433814040185
- 11. Luchinin A.G. Principles of designing an "ideal" system of imaging through a rough water surface. *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2014;57(4):251–259. doi:10.1007/s11141-014-9508-7
- 12. Luchinin A.G., Dolin L.S. and Kirillin M. Yu. Time delay and width variation caused by temporal dispersion of a complex modulated signal in underwater lidar. *Applied Optics*. 2019; 58(18): 5074–5085. doi:10.1364/AO.58.005074
- 13. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu. Simulation of complexly modulated light pulse propagation in sea water. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2019;12(4):66–77. doi:10.7868/S2073667319040087
- 14. Luchinin A.G., Kirillin M. Yu., Dolin L.S. Backscatter signals in underwater lidars: temporal and frequency features. *Applied Optics*. 2018;57(4):673–677. doi:10.1364/AO.57.000673
- 15. Luchinin A.G., Dolin L.S., Kirillin M. Yu. Compression and self-compression of frequency modulated spherical photon density waves in anisotropic scattering media. *Applied Optics*. 2024;63(21):5562–5568. doi:10.1364/ao.528761
- 16. Dolin L.S., Savel'ev V.A. Characteristics of back scattering signal at pulse radiation of turbid medium by a narrow directional light beam. *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*. 1971;7(5):505–510. (in Russian)
- 17. Ivanoff A. Introduction a l'oceanographie. Paris: Libraire Vuibert; 1975. 574 p.
- 18. Zege E.P., Ivanov A.P., Katsev I.L. Image Transfer through a Scattering Medium. Berlin/Heidelberg: Germany, Springer: 1991. 349 p.

Об авторах

- ЛУЧИНИН Александр Григорьевич, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник ИПФ РАН, ORCID: 0009-0006-0020-3168, Scopus AuthorID: 55391194200, SPIN-код (РИНЦ): 9683–5220, e-mail: luch@ipfran.ru
- КИРИЛЛИН Михаил Юрьевич, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник ИПФ PAH, ORCID: 0000-0002-6804-6369, Scopus AuthorID: 8963798300, WoS ResearcherID: J-6804-2013, SPIN-код (РИНЦ) 1353-1787, e-mail: kirillin@ipfran.ru
- ДОЛИН Лев Сергеевич, кандидат физико-математических наук, главный научный сотрудник ИПФ РАН, SPIN-код (РИНЦ): 9954-7453, ORCID: 0000-0002-0043-8972, Scopus AuthorID: 7003454310, WoS ResearcherID: AAI-3563-2020, e-mail: lev.dolin@ipfran.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-3

УДК 551.46.08

© В. А. Глухов^{*1}, Ю. А. Гольдин¹, О. В. Глитко¹, Д. И. Глуховец^{1,2}, <u>М. А. Родионов¹</u>, 2024 ¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия ²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), 141701, Институтский пер., 9, г. Долгопрудный, Московская область, Россия *vl.glukhov@inbox.ru

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИНФОРМАТИВНОСТИ ОРТОГОНАЛЬНО ПОЛЯРИЗОВАННЫХ КОМПОНЕНТ ЛИДАРНОГО ЭХО-СИГНАЛА ДЛЯ ОЦЕНКИ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ

Статья поступила в редакцию 29.05.2024, после доработки 26.07.2024, принята в печать 10.09.2024

Аннотация

С использованием двухканального судового поляризационного лидара ПЛД-1 на станциях с однородным вертикальным распределением гидрооптических характеристик приповерхностного слоя выполнена серия лидарных измерений. Лидарное зондирование сопровождалось синхронными сопутствующими контактными измерениями ряда гидрооптических характеристик. Получен большой массив данных измерений, выполненных в водах с гидрооптическими характеристиками, меняющимися в широких пределах. В результате статистической обработки этих данных получены регрессионные соотношения, связывающие показатель ослабления c, показатель поглощения a и показатель диффузного ослабления света K_d с показателями ослабления ко- и кросс-поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала. В большинстве случаев наблюдается линейная связь гидрооптических характеристик с показателями ослабления поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала. Эти связи характеризуются высокими значениями коэффициента детерминации — от 0,8 до 0,95. Исключение составляет связь показателя ослабления света c и показателя ослабления кросс-поляризованной компоненты лидарного эхо-сигнала, где для описания этой связи используется полином второй степени (коэффициент детерминации 0,88). Данные о гидрооптических характеристиках, полученные с использованием кросс-поляризованной компоненты лидарного эхо-сигнала, в основном дублируют данные ко-поляризованной компоненты. Однако использование двухканальной регистрирующей системы повышает надежность и достоверность получаемых данных и обеспечивает возможность контроля однородности подводного участка трассы зондирования.

Ключевые слова: морской поляризационный лидар, гидрооптические характеристики, регрессионные соотношения

UDC 551.46.08

© V. A. Glukhov^{*1}, Yu. A. Goldin¹, O. V. Glitko¹, D. I. Glukhovets^{1,2}, M. A. Rodionov¹, 2024

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nakhimovsky pr., 36, Moscow, Russia ²Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 141701, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow region, Russia

*vl.glukhov@inbox.ru

A COMPARISON OF THE INFORMATION CONTENT OF ORTHOGONALLY POLARIZED COMPONENTS OF LIDAR ECHO SIGNAL FOR EVALUATING HYDROOPTICAL CHARACTERISTICS OF THE NEAR-SURFACE LAYER

Received 29.05.2024, Revised 26.07.2024, Accepted 10.09.2024

Abstract

A series of lidar measurements were conducted at stations with a homogeneous vertical distribution of hydrooptical characteristics in the near-surface layer using a two-channel shipborne polarization lidar PLD-1. Lidar sounding was accompanied by synchronous contact measurements of a number of hydrooptical characteristics. A large dataset of measurement data was ob-

Ссылка для цитирования: *Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Глуховец Д.И., Родионов М.А.* Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала для оценки гидрооптических характеристик приповерхностного слоя // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 32–43. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-3

For citation: Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V., Glukhovets D.I., Rodionov M.A. A comparison of the Information Content of Orthogonally Polarized Components of Lidar Echo Signal for Evaluating Hydrooptical Characteristics of the Near-Surface Layer. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):32–43. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-3

Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала... A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical...

tained in waters where hydrooptical characteristics varied widely. As a result of the statistical processing of these data, regression relationships were obtained linking the seawater beam attenuation coefficient c, absorption coefficient a, and diffuse attenuation coefficient K_d to the lidar attenuation coefficients of the co- and cross-polarized components. In most cases, a linear relationship between hydrooptical characteristics and the lidar attenuation coefficients of the polarized components is observed. These relationships are characterized by high values of the coefficient of determination — from 0.8 to 0.95. An exception is the relationship between the seawater beam attenuation coefficient c and the lidar attenuation coefficient of the cross-polarized component, where a second-degree polynomial is used to describe this relationship (coefficient of determination is 0.88). Data on the hydrooptical characteristics obtained using the cross-polarized component of the lidar echo signal mostly duplicate the data of the co-polarized component. However, the use of a two-channel optical receiving system increases the reliability and accuracy of the obtained data and provides the possibility of controlling the homogeneity of the underwater section of the sounding path.

Keywords: marine polarized lidar, hydrooptical characteristics, regression relationship

1. Введение

Морские радиометрические лидары, а также лидары высокого спектрального разрешения с радиометрическим каналом (HSRL — high spectral resolution lidar), позволяют дистанционно оценивать величины гидрооптических характеристик приповерхностного слоя морской воды [1–10]. Это дает возможность проводить исследования пространственных распределений гидрооптических характеристик с движущихся судов без использования погружных, буксируемых или проточных систем.

Лидарный эхо-сигнал содержит информацию о гидрооптических характеристиках морской воды. Существует несколько подходов к разработке методов извлечения этой информации. Один из них — построение схемы зондирования таким образом, чтобы какой-либо из параметров лидарного эхо-сигнала зависел только от одной гидрооптической характеристики [2, 4, 11]. Например, при достаточно больших углах поля зрения приемной оптической системы лидара судового базирования ($2\gamma \sim 15-20^{\circ}$) показатель ослабления лидарного эхо-сигнала α приближается по своему значению к показателю диффузного ослабления света K_d [1–4, 8–10]. Однако при таких углах происходит размытие информации о неоднородностях вертикального распределения гидрооптических характеристик [3]. В работах [11] для измерения ряда первичных гидрооптических характеристик теоретически обосновано несколько процедур зондирования — с изменением угла поля зрения приемной оптической системы и с изменением угла зондирования в процессе измерений, а также с использованием приемников с разными диаграммами направленности. Это позволяет получить оценку нескольких гидрооптических характеристик, но усложняет конструкцию лидара и существенно увеличивает время, необходимое для проведения измерения в каждой точке, что затрудняет их использование при выполнении лидарной съемки с движущихся судов.

Другое направление заключается в использовании радиометрических лидаров с «классической» схемой с достаточно узким углом поля зрения приемной системы и установлении регрессионных соотношений между параметрами лидарных эхо-сигналов и гидрооптическими характеристиками [5]. Недостатком этого метода является применимость полученных регрессионных соотношений только к конкретной схеме зондирования.

В подавляющем большинстве случаев в радиометрических лидарах используется твердотельный лазер на АИГ: Nd³⁺ с преобразованием частоты во вторую гармонику [1]. Излучение этих лазеров линейно поляризовано. Во многих лидарах проводится регистрация двух взаимно-ортогональных поляризованных компонент эхо-сигнала — ко-поляризованной компоненты $P_{co}(t)$ и кросс-поляризованной компоненты $P_{cross}(t)$. Процессам формирования поляризованных компонент эхо-сигнала посвящен ряд работ [12–16]. Предлагается использовать величину отношения деполяризации лидарного эхо-сигнала $\delta(t)$, равную:

$$\delta\left(t = \frac{2z}{c_w}\right) = \frac{P_{cross}(t)}{P_{co}(t)},\tag{1}$$

в качестве параметра, характеризующего воды с различными значениями гидрооптических характеристик [17, 18]. Здесь t — время, отсчитываемое от момента пересечения поверхности воды зондирующим импульсом, c_w — скорость света в морской воде. В работах [19, 20] предложен подход к решению обратной задачи извлечения показателя рассеяния b(z), основанный на использовании информации о глубинной зависимости степени деполяризации эхо-сигнала, определяющейся как

$$g\left(t = \frac{2z}{c_w}\right) = \frac{P_{co}(t) - P_{cross}(t)}{P_{co}(t) + P_{cross}(t)}.$$
(2)

33

Трудность практического применения данного выражения связана с необходимостью использования априорной информации о значениях фактора деполяризации ф, которое не может быть получено в рамках лидарного зондирования.

В работах [3—5, 8, 9] найдены регрессионные зависимости между параметрами лидарных эхо-сигналов и гидрооптическими характеристиками для ко-поляризованной компоненты эхо-сигнала, либо без учета поляризации принимаемого излучения. Интерес представляет нахождение таких регрессионных зависимостей для обоих ортогонально поляризованных компонент эхо-сигнала и выявление возможных особенностей, вносимых учетом поляризации.

Цель данной работы — определить связь ряда гидрооптических характеристик, изменяющихся в широком диапазоне, с параметрами поляризованных компонент лидарных эхо-сигналов для лидара судового базирования с относительно узким углом поля зрения.

2. Материалы и методы

2.1. Описание аппаратуры

Для проведения исследований использован судовой поляризационный лидар ПЛД-1 (разработка ИО РАН [20]). Двухканальная приемная система лидара предназначена для регистрации ко- и кросс-поляризованных компонент эхо-сигнала. Поляризационная селекция осуществляется пленочными поляроидами, установленными перед объективами. Основные технические характеристики лидара приведены в таблице 1.

Высота установки оптического блока лидара над поверхностью воды составляла около 15 м. Угол зондирования $\theta = 20^{\circ}$ от вертикали. Протяженность воздушного участка трассы зондирования *H* составляла около 16 м.

Лидарная съемка сопровождалась комплексом сопутствующих измерений. На станциях с помощью погружаемого прозрачномера ПУМ-200 (разработка ИО РАН [21]) выполнялись измерения вертикальных профилей показателя ослабления света морской водой *c* на длине волны $\lambda = 530$ нм, температуры морской воды, а также интенсивности флуоресценции хлорофилла «а». Точность измерения *c* в диапазоне 0,050– -1,0 м⁻¹ составляет 0,005 м⁻¹.

Измерения спектров поглощения света морской водой $a(\lambda)$ выполнялись с помощью портативного спектрофотометра с интегрирующей сферой ICAM (Integrating Cavity Absorption Meter) [22]. Измерения выполнялись на пробах, отобранных на станциях. Обработка данных проводилась согласно методике [23]. Точность измерения показателя поглощения составляла $0,05 \text{ m}^{-1}$. Измеренный набор значений показателя ослабления и показателя поглощения на длине волны 530 нм позволил рассчитать вероятность выживания фотона $\omega_0 = b/c$, где показатель рассеяния определялся как b = c - a. Разница измеряемых величин гидрооптических характеристик на длинах волн $\lambda = 530$ нм и $\lambda = 532$ нм мала по сравнению с погрешностью измерений и ей можно пренебречь. Для простоты значение длины волны у соответствующих гидрооптических характеристик в дальнейшем опускается.

Таблица 1 Table 1

Основные технические характеристики лидара ПЛД-1 Main technical characteristics of PLD-1 lidar

Характеристика		
Длина волны зондирующего излучения, нм	532	
Длительность зондирующего импульса, нс	7	
Энергия зондирующего импульса, мДж	20	
Частота зондирования, Гц	1	
Расходимость зондирующего пучка, мрад	5	
Тип поляризации зондирующего излучения	Линейная	
Угол поля зрения приемной оптической системы ко-поляризованного канала, град. (мрад)	2 (35)	
Диаметр входного объектива ко-поляризованного канала, мм	63	
Угол поля зрения приемной оптической системы кросс-поляризованного канала, град. (мрад)	2 (35)	
Диаметр входного объектива кросс-поляризованного канала, мм	100	
Длительность импульсной характеристики лидара, нс	10,8	
Разрядность АЦП, бит	14	
Частота оцифровки лидарных эхо-сигналов, ГГц	2,5	

Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала... A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical...

На станциях, выполнявшихся в светлое время суток, проводились измерения вертикальных профилей спектральной облученности $E_d(z, \lambda)$, создаваемой потоком нисходящего излучения. Для проведения измерений использовался погружной гиперспектральный радиометр Ramses (Trios, Германия). Относительная погрешность измерения $E_d(z, \lambda)$ — около 8 %. Данные измерений использовались для расчета показателя диффузного ослабления нисходящего потока солнечной радиации K_d на длине волны $\lambda = 532$ нм. На большинстве использованных в работе станций измерения подводной облученности выполнялись при среднем зенитном угле солнца 70° в условиях переменной облачности. Для проведения сравнительного анализа с лидарными оценками выполнялся пересчет измеренных значений K_d для случая только направленного излучения солнца, находящегося в зените [10].

2.2. Место проведения натурных исследований

Работы выполнялись в рамках первого этапа 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в западной части Карского моря с 5 по 19 сентября 2022 г. [24]. Ряд результатов гидрооптических измерений, выполненных в этом рейсе, представлен в работах [6, 25]. Гидрооптические характеристики в районе работ менялись в широких пределах — показатель ослабления *с* принимал значения от 0,17 м⁻¹ до 1,1 м⁻¹, показатель поглощения a — от 0,10 м⁻¹ до 0,21 м⁻¹.

2.3. Методика обработки данных лидарного зондирования

В работе анализируются данные лидарного зондирования, полученные на станциях с однородным вертикальным распределением гидрооптических характеристик в приповерхностном слое 0–10 м. Вид кои кросс-поляризованных компонент лидарных эхо-сигналов, зарегистрированных в водах разной прозрачности, представлен на рисунке 1. В обоих случаях спад кросс-поляризованной компоненты более пологий, чем ко-поляризованной компоненты. Особенно ярко это наблюдается в мутных водах. Форма спада лидарного эхо-сигнала в однородных по глубине водах определяется двумя процессами — ослаблением зондирующего излучения при распространении от поверхности до заданного горизонта и от заданного горизонта до поверхности, обусловленного поглощением и рассеянием, и процессом деполяризации излучения, обуславливающим переход света из одной поляризованной компоненты в другую в процессе рассеяния. Деполяризация света в толще воды происходит при однократном рассеянии на несферических частицах и при многократном рассеянии. Влияние процесса ослабления в толще воды для обеих ортогонально-поляризованных компонент одинаков. В то же время влияние процесса деполяризации на начальных участках трассы зондирования существенно отличается. Это связано с различием амплитуд ко- и кросс-поляризованных компонент эхо-сигнала. В прозрачных водах степень деполяризации эхо-сигнала g(t) на глубинах 20–30 м составляет 0,8-0,9 [19]. Поэтому в первом приближении процессом деполяризации при формировании начального участка спада ко-поляризованной компоненты можно пренебречь и для описания его формы использовать функцию аппроксимации, вид которой следует из лидарного уравнения. Лидарное уравнение в квази-однократном приближении имеет вид [10, 26]:

$$P\left(t = \frac{2Z}{c_w}\right) = \frac{c_w W_0 S T_0 (1-r)^2}{2(nH+Z)^2} \beta'(\pi) \exp(-2\alpha Z),$$
(3)

где Z и H — протяженности подводного и надводного участков трассы зондирования, c_w — скорость света в морской воде, n — показатель преломления морской воды, W_0 — энергия зондирующего импульса, S площадь приемной апертуры, T_0 — пропускание приемной системы, $r \approx 0.02$ — коэффициент отражения Френеля для границы раздела воздух—морская вода, α — показатель ослабления лидарного эхо-сигнала, $\beta'(\pi)$ — эффективное значение показателя направленного рассеяния $\beta(\theta)$ (volume scattering function — VSF) при значении угла рассеяния $\theta = 180^\circ$. Истинная глубина z может быть пересчитана из Z с учетом угла зондирования φ . Момент времени t отсчитывается от момента пересечения зондирующим импульсом поверхности воды.

Следует подчеркнуть, что в представленном виде лидарное уравнение может быть записано только для однородных по вертикали распределениях гидрооптических характеристик. В случае наличия стратификации α и $\beta'(\pi)$ зависят от глубины. Используемый в работе подход, при котором форма спада лидарного эхо-сигнала характеризуется одним значением α , становится не применим.

Соответствующие аппроксимирующие функции имеют вид:

$$P_{co}\left(t = \frac{2Z}{c_w}\right) = \frac{A}{\left(nH + Z\right)^2} \exp\left(-2\alpha_{co}Z\right),\tag{4}$$

где α_{со} — показатель ослабления ко-поляризованной компоненты эхо-сигнала, *A* — коэффициент аппроксимации, не зависящий от глубины.

Для формирования начальных участков спада кросс-поляризованной компоненты вклад процесса деполяризации существенен. Поэтому, строго говоря, использовать лидарное уравнение (3) для его описания нельзя. В то же время, анализ большого количества экспериментальных данных, полученных в ходе исследования, показал, что на коротких начальных участках спада эхо-сигнала аналогичные аппроксимирующие функции $P_{cross}(t)$ с показателем ослабления лидарного эхо-сигнала α_{cross} с достаточной точностью описывает форму спада кросс-поляризованной компоненты:

$$P_{cross}\left(t = \frac{2Z}{c_w}\right) = \frac{B}{\left(nH + Z\right)^2} \exp\left(-2\alpha_{cross}Z\right),\tag{5}$$

где α_{cross} — показатель ослабления ко-поляризованной компоненты эхо-сигнала, *B* — коэффициент аппроксимации, не зависящий от глубины.

На рисунке 1 пунктирными линиями показаны аппроксимирующие функции вида (4) и (5). Эти аппроксимирующие функции хорошо описывают форму спада поляризованных компонент эхо-сигнала и позволяют определить значения α_{co} и α_{cross} , характеризующие скорость спада. Для определения α методом аппроксимаций использовался участок спада эхо-сигнала, соответствующий диапазону глубин от 4 до 8 м. Форма эхо-сигнала выше 4 м подвержена сильному влиянию поверхностного волнения. Ниже 8–10 м во многих случаях наблюдается изменчивость гидрооптических характеристик, связанная со стратификацией.

При обработке данных лидарной съемки значение α определялось для каждого зарегистрированного эхо-сигнала. На станциях, продолжительность которых составляла от 1 до 3 часов, проводилось усреднение всех полученных значений α (от 3 до 11 тысяч зондирований), что позволило снизить влияние случайных ошибок измерений. Неизменность гидрооптических характеристик на станции контролировалась по форме лидарного эхо-сигнала и по отсутствию существенной изменчивости α с течением времени.

Полученные таким образом значения α_{со} и α_{сгоss} были использованы для построения регрессионных соотношений этих величин с различными гидрооптическими характеристиками.

3. Результаты и обсуждение

Лидарное зондирование с целью определения показателя ослабления ко- и кросс-поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала выполнено на станциях, характеризовавшихся однородным по глубине



Рис. 1. Вид ко- и кросс-поляризованных компонент эхо-сигнала, зарегистрированных в водах разной прозрачности, и вид соответствующих функций аппроксимации: $a - c = 0,17 \text{ m}^{-1}$, $b - c = 1,1 \text{ m}^{-1}$

Fig. 1. The examples of co- and cross-polarized components of the echo signal recorded in waters with varying transparency and the corresponding approximation functions: $a - c = 0.17 \text{ m}^{-1}$, $b - c = 1.1 \text{ m}^{-1}$
Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала... A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical...

распределением гидрооптических характеристик в слое 0–10 м. При этом гидрооптические характеристики в районе работ менялись в широком диапазоне. Так, показатель ослабления *с* принимал значения от 0,17 м⁻¹ до 1,1 м⁻¹, показатель поглощения *a* — от 0,10 м⁻¹ до 0,21 м⁻¹, вероятность выживания фотона ω_0 — от 0,38 до 0,84.

Для случая прозрачных вод (рис. 1, *a*), характеризующихся показателем ослабления $c = 0,17 \text{ м}^{-1}$, значения α_{co} и α_{cross} близки между собой, что свидетельствует об относительно малом вкладе процесса деполяризации в формирование поляризованных компонент. С увеличением показателя рассеяния *b* различия в формах спадов эхо-сигналов увеличиваются. Для случая замутненных вод, характеризующихся показателем ослабления $c = 1,1 \text{ м}^{-1}$, значения α_{co} и α_{cross} заметно различаются (рис. 1, *b*). Спад кросс-поляризованной компоненты эхо-сигнала более пологий, что говорит о существенном вкладе процесса деполяризации в формирование поляризованных компонент эхо-сигналов. Зависимость отношения $\alpha_{co}/\alpha_{cross}$ от *c* представлена на рис. 2. Цветом точек обозначены значения ω_0 . Пунктирной линей показана линейная аппроксимация полученных данных с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,78$. Сопоставление *c* и ω_0 показывает, что рост показателя рассеяния *b*. Этот рост приводит к увеличению вклада многократного рассеяния и, соответственно, процесса деполяризации в формирование кроссполяризованной компоненты эхо-сигнала. Как следует из графика, представленного на рис. 2, отношение $\alpha_{co}/\alpha_{cross}$ с увеличением *c* монотонно растет и в относительно мутных водах достигает значений 1,3–1,4.

Полученный массив данных позволил построить диаграммы соответствия значений α_{co} , α_{cross} и гидрооптических характеристик, непосредственно измерявшихся одновременно с проведением лидарного зондирования. На рис. 3 представлены диаграммы соответствия значений α_{co} , α_{cross} и значений *c*. Функции аппроксимации показаны сплошными линиями, пунктирными линиями обозначены 95 %-е доверительные интервалы. Рисунок демонстрирует наличие линейной связи между показателем ослабления ко-поляризованной компоненты эхо-сигнала и показателем ослабления *c* коэффициентом детерминации $R^2 = 0.95$. Для кросс-поляризованной компоненты при значениях $c > 0.8 \text{ м}^{-1}$ наблюдается отклонение от линейной аппроксимации (R^2 линейной аппроксимации по всему массиву данных равен 0,75). Особенно ярко отклонение проявляется при $c > 1.0 \text{ м}^{-1}$. Возможно, это связано с увеличением вклада процесса деполяризации в формирование кросс-поляризованной компоненты. Величина этого вклада определяется многократным рассеянием, в первую очередь, двухкратным, вероятность которого пропорциональна b^2 [27]. Использование в качестве функции аппроксимации полинома второй степени обеспечивает существенно лучшее описание зависимости α_{cross} от c ($R^2 = 0.88$). Вопрос соотношения процессов ослабления и деполяризации при формировании кросс-поляризованной компоненты эхо-сигнала требует дополнительных исследований.



Рис. 2. Зависимость отношения $\alpha_{co}/\alpha_{cross}$ от *c*. Цвет точек показывает значения ω_0

Fig. 2. The relationship between the ratio $\alpha_{co}/\alpha_{cross}$ and c. The color of the points indicates the values of ω_0



Рис. 3. Диаграмма соответствия значений α_{co} , α_{cross} и значений *с*. Функции аппроксимации показаны сплошными линиями, пунктирными линиями обозначены 95 %-е доверительные интервалы

Fig. 3. Correspondence diagram of α_{co} , α_{cross} and *c*. Approximation functions are shown with solid lines, and 95 % confidence intervals are indicated by dashed lines

На основании функциональных зависимостей, представленных на рис. 3, рассчитаны уравнения регрессий для ко- и кросс-поляризованных компонент, позволяющие определить показатель ослабления *c* по значениям α_{co} и α_{cross} . Эти уравнения имеют вид:

$$c_L^{co} = 7,10 \cdot \alpha_{co} - 0,81,\tag{6}$$

$$c_{L}^{cross} = 62,71 \cdot \alpha_{cross}^2 - 6,93 \cdot \alpha_{cross} + 0,034,\tag{7}$$

где c_L — показатель ослабления света, рассчитанный по данным лидарного зондирования. Точность определения коэффициентов регрессии методом наименьших квадратов для ко-поляризации составляет 7,10 ± ± 0,37 и 0,81 м⁻¹ ± 0,07 м⁻¹, для кросс-поляризации — 62,71 ± 3,34 м, 6,93 ± 0,63 и 0,034 м⁻¹ ± 0,001 м⁻¹. Относительная погрешность определения показателя ослабления *c* по данным лидарного зондирования для ко-поляризованной компоненты составляет 10 %, для кросс-поляризованной — 12 %. Полученные регрессионные зависимости справедливы в диапазоне изменения показателя ослабления от 0,17 м⁻¹ до 1,1 м⁻¹.

Диаграммы соответствия значений α_{co} , α_{cross} и значений показателя поглощения *a* представлены на рис. 4. Рисунок демонстрирует наличие линейной связи между α_{co} и *a* ($R^2 = 0.95$) и α_{cross} и *a* ($R^2 = 0.88$).

Уравнения регрессий для ко- и кросс-поляризованных компонент, позволяющие определить показатель ослабления *a* по значениям α_{co} и α_{cross} имеют вид:

$$a_L^{co} = 0,74 \cdot \alpha_{co} + 0,008,\tag{8}$$

$$a_L^{cross} = 1,28 \cdot \alpha_{cross} - 0,06,\tag{9}$$

где a_L — показатель поглощения света, рассчитанный по данным лидарного зондирования. Точность определения коэффициентов регрессии методом наименьших квадратов для ко-поляризации составляет 0,74 ± ± 0,05 и 0,008 м⁻¹ ± 0,001 м⁻¹, для кросс-поляризации — 1,28 ± 0,14 и 0,06 м⁻¹ ± 0,01 м⁻¹. Относительная погрешность определения показателя поглощения *а* по данным лидарного зондирования для ко-поляризованной компоненты составляет 10 %, для кросс-поляризованной — 12 %.

Диаграммы соответствия значений α_{co} , α_{cross} и значений показателя диффузного ослабления света K_d представлены на рис. 5. Рисунок демонстрирует наличие линейной связи между α_{co} и K_d ($R^2 = 0.87$) и α_{cross} и K_d ($R^2 = 0.80$).



Рис. 4. Диаграмма соответствия значений α_{co}, α_{cross} и значений *a*. Функции аппроксимации показаны сплошными линиями, пунктирными линиями обозначены 95 %-е доверительные интервалы

Fig. 4. Correspondence diagram of α_{co} , α_{cross} and *a*. Approximation functions are shown with solid lines, and 95 % confidence intervals are indicated by dashed lines



Рис. 5. Диаграмма соответствия значений α_{co}, α_{cross} и значений *K*_d. Функции аппроксимации показаны сплошными линиями, пунктирными линиями обозначены 95 %-е доверительные интервалы

Fig. 5. Correspondence diagram of α_{co} , α_{cross} and K_d . Approximation functions are shown with solid lines, and 95 % confidence intervals are indicated by dashed lines

Уравнения регрессий для ко- и кросс-поляризованных компонент, позволяющие определить показатель диффузного ослабления света K_d по значениям α_{co} и α_{cross} имеют вид:

$$K_{d,L}^{co} = 0,74 \cdot \alpha_{co} - 0,08,\tag{10}$$

$$K_{d,L}^{cross} = 1,34 \cdot \alpha_{cross} - 0,09,$$
 (11)

где $K_{d, L}$ — показатель диффузного ослабления света, рассчитанный по данным лидарного зондирования. Точность определения коэффициентов регрессии для ко-поляризации составляет 0,74 ± 0,11 и 0,08 м⁻¹ ± ± 0,01 м⁻¹, для кросс-поляризации — 13,05 ± 1,22 и 1,53 м⁻¹ ± 0,19 м⁻¹. Относительная погрешность определения $K_{d, L}$ по данным лидарного зондирования для ко-поляризованной компоненты составляет 12 %, для кросс-поляризованной — 13 %.

Полученные регрессионные соотношения α_{co} , α_{cross} и ряда гидрооптических характеристик справедливы для лидаров с расходимостью зондирующего пучка и углом поля зрения приемной оптической системы, указанных в табл. 1, а также для геометрии зондирования, описанной в разделе 2.1. В случае изменения геометрии зондирования и характеристик лидара (в первую очередь угла поля зрения приемной системы) потребуется корректировка коэффициентов регрессионных соотношений.

4. Заключение

В результате лидарного зондирования, выполненного на станциях с однородным вертикальным распределением гидрооптических характеристик приповерхностного слоя, и проведения синхронных сопутствующих контактных измерений ряда гидрооптических характеристик получен большой массив данных. Статистическая обработка этих данных позволила получить регрессионные соотношения, связывающие показатель ослабления c, показатель поглощения a и показатель диффузного ослабления света K_d с показателями ослабления ко- и кросс-поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала. Полученные регрессионные соотношения обеспечивают возможность использования данных лидарной съемки на ходу судна для оценки пространственных распределений гидрооптических характеристик, необходимых для решения ряда практических задач.

Данные, полученные с использованием кросс-поляризованной компоненты лидарного эхо-сигнала, в основном дублируют данные ко-поляризованной компоненты. Однако использование двухканальной регистрирующей системы повышает надежность и достоверность получаемых данных. Кроме того, регистрация двух ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала позволяет рассчитывать глубинные зависимости отношения деполяризации $\delta(z)$, которая чувствительна к различного рода вертикальным неоднородностям в толще воды. Это дает возможность использовать данные лидарной съемки для контроля однородности вертикального распределения гидрооптических характеристик в верхней толще морской воды и отбраковки данных измерений в стратифицированных водах [15–17].

При продолжении работ интерес представляет проведение исследований в различных акваториях Мирового океана, отличающихся значениями и соотношениями гидрооптических характеристик, а также для различных геометрий зондирования и углов поля зрения приемной оптической системы. Полученные при этом данные позволят внести необходимые корректировки в регрессионные соотношения.

Благодарности

Авторы благодарят В.А. Артемьева, М.А. Павлову, С.К. Клименко и Д.Н. Дерягина за помощь в проведении сопутствующих измерений.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge V.A. Artemyev, M.A. Pavlova, S.K. Klimenko and D.N. Deryagin for assistance in carrying out contact measurements.

Финансирование

Обработка и анализ данных лидарного зондирования выполнены в рамка государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2024–0015. Обработка данных сопутствующих измерений выполнена в рамках соглашения с Росгидрометом № 169-15-2023-002.

Funding

The processing and statistical analysis of the recorded lidar sounding data were carried out within the Shirshov Institute of Oceanology state assignment (No. FMWE-2024–0015). The processing of related data was sponsored under the project funded by the Russian Hydrometeorological Service (contract agreement No. 169-15-2023-002).

Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала...

A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical...

Литература

- 1. *Глухов В.А., Гольдин Ю.А.* Морские радиометрические лидары и их использование для решения океанологических задач // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 1. С. 104–128. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(1)-9
- Браво-Животовский Д.М., Гордеев Л.Б., Долин Л.С., Моченев С.Б. Определение показателей поглощения и рассеяния морской воды по некоторым характеристикам светового поля искусственных источников света // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. По результатам исследований в 5-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». Глава 5. С. 153–158 / Под ред. А.С. Монина, К.С. Шифрина. М.: Наука, 1974. 328 с.
- Xu P., Liu D., Shen Y., Chen Y. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2020. Vol. 254. P. 107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201
- 4. *Collister B.L., Zimmerman R.C., Hill V.J., Sukenik I., Balch 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
- Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V. et al. Investigation of the Relationships between the Parameters of Lidar Echo Signals and Hydrooptical Characteristics in the Western Kara Sea // Oceanology. 2023. Vol. 63 (S1). P. S119–S130. doi:10.1134/S0001437023070044
- 6. *Глухов В.А., Гольдин Ю.А., Глитко О.В., Аглова Е.А., Глуховец Д.И., Родионов М.А.* Лидарные исследования в первом этапе 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16. № 4. С. 107–115. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-9
- 7. *Chen Ya., Cui X., Gu Q.* et al. This is MATE: A Multiple scAttering correcTion rEtrieval algorithm for accurate lidar profiling of seawater optical properties // Remote Sensing of Environment. 2024. Vol. 307. P. 114166. doi:10.1016/j.rse.2024.114166
- 8. *Zhou Y., Chen Y., Zhao H.* et al. Shipborne oceanic high-spectral-resolution lidar for accurate estimation of seawater depth-resolved optical properties // Light: Science & Applications. 2022. Vol. 11. P. 261. doi:10.1038/s41377-022-00951-0
- 9. *Schulien J.A., Behrenfeld M.J., Hair J.W.* et al. Vertically- resolved phytoplankton carbon and net primary production from a high spectral resolution lidar // Optic Express. 2017. Vol. 25. P. 13577–13587. doi:10.1364/OE.25.013577
- Gordon H.R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering // Applied Optics. 1982. Vol. 21. N 16. P. 2996–3001.
- 11. *Dolina I.S., Dolin L.S., Levin I.M., Rodionov A.A., Savel'ev V.A.* Inverse problems of lidar sensing of the ocean // Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. SPIE. 2007. Vol. 6615. P. 104–113.
- 12. *Chaikovskaya L.I., Zege E.P.* Theory of polarized lidar sounding including multiple scattering // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2004. Vol. 88, N 1–3. P. 21–35. doi:10.1016/j.jqsrt.2004.01.002
- 13. *Васильков А.П., Кондранин Т.В., Мясников Е.В.* Определение профиля показателя рассеяния света по поляризационным характеристикам отраженного назад излучения при импульсном зондировании океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 3. С. 307–312.
- 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. Krekov G.M., Krekova M.M., Shamanaev V.S. Laser sensing of a subsurface oceanic layer. II. Polarization characteristics of signals // Applied Optics. 1998. Vol. 37. P. 1596–1601. doi:10.1364/AO.37.001596
- Churnside J.H. Polarization effects on oceanographic lidar // Optics express. 2008. Vol. 16, N 2. P. 1196–1207. doi:10.1364/OE.16.001196
- 17. *Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С.* Лидарные и in situ измерения оптических параметров поверхностных слоев воды в озере Байкал // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 377–385.
- Churnside J.H. Review of profiling oceanographic lidar // Optical Engineering. 2014. Vol. 53, N 5. P. 051405–051405. doi:10.1117/1.OE.53.5.051405
- 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
- 20. *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
- Артемьев В.А., Таскаев В.Р., Григорьев А.В. Автономный прозрачномер ПУМ-200 // В сборнике: Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 2021. С. 95–99.
- Погосян С.И., Дургарян А.М., Конюхов И.В. и др. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. Т. 49. С. 934–939.

- 23. *Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Копелевич О.В. и др.* Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы // Светотехника. 2017. № 5. С. 39–43.
- 24. *Кравчишина М. Д, Клювиткин А. А, Новигатский А.Н. и др.* 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш": климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 "Оптик" в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63, № 3. С. 1–4. doi:10.31857/S0030157423030073
- Glukhovets D.I., Aglova E.A., Artemiev V.A. et al. Results of Hydrooptical Field Studies in the Barents and Kara Seas in September 2022 // Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2023. P. 439–445. doi:10.1007/978-3-031-47851-2_53
- 26. *Долин Л.С., Савельев В.А.* О характеристиках сигнала обратного рассеяния при импульсном облучении мутной среды узким направленным световым пучком // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7, № 5. С. 505–510.
- 27. Ernst A. Multiple-scattering theory. New developments and applications. Halle-Wittenberg University. 2007. 65 c.

References

- 1. Glukhov V.A., Goldin Yu.A. Marine profiling lidars and their application for oceanological problems. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(1):104–128. doi:10.59887/2073–6673.2024.17(1)-9
- Bravo-Zhivotovsky D.M., Gordeev L.B., Dolin L.S., Mochenev S.B. Determination of absorption and scattering indicators of sea water based on some characteristics of the light field of artificial light sources. *Hydrophysical and hydrooptical studies in the Atlantic and Pacific oceans. Based on the results of research on the 5th cruse of the R/V Dmitry Mendeleev. Chapter 5.* P. 153–158 / Ed. by A.S. Monin, K.S. Shifrin, M.: Nauka; 1974. 328 p. (in Russian).
- Peituo Xu, Dong Liu, Yibing Shen et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2020;254:107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201
- 4. Collister B.L., Zimmerman R.C., Hill V.J., Sukenik I., Balch M. Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom. *Applied Optics*. 2020;59(15):4650–4662. doi:10.1364/AO.389845
- Glukhov V. A., Goldin Yu. A., Glitko O.V. et al. Investigation of the Relationships between the Parameters of Lidar Echo Signals and Hydrooptical Characteristics in the Western Kara Sea. *Oceanology*. 2023;63(Suppl 1): S119-S130. doi:10.1134/S0001437023070044
- 6. Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Glitko O.V. et al. Lidar Research during the First Stage of the 89th Cruise of the R/V "Academic Mstislav Keldysh". *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023;16(4):107–115. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-9
- 7. Chen Ya., Cui X., Gu Q. et al. This is MATE: A Multiple scAttering correcTion rEtrieval algorithm for accurate lidar profiling of seawater optical properties. *Remote Sensing of Environment*. 2024;307:114166. doi:10.1016/j.rse.2024.114166
- 8. Zhou Y., Chen Y., Zhao H. et al. Shipborne oceanic high-spectral-resolution lidar for accurate estimation of seawater depth-resolved optical properties. *Light: Science & Applications*. 2022;11:261. doi:10.1038/s41377-022-00951-0
- 9. Schulien J.A., Behrenfeld M.J., Hair J.W. et al. Vertically- resolved phytoplankton carbon and net primary production from a high spectral resolution lidar. *Optic Express*. 2017;25:13577–13587. doi:10.1364/OE.25.013577
- 10. Gordon H.R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering. Applied Optics. 1982;21(16):2996-3001.
- 11. Dolina I.S., Dolin L.S., Levin I.M., Rodionov A.A., Savel'ev V.A. Inverse problems of lidar sensing of the ocean. *Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. SPIE.* 2007;6615:104–113.
- 12. Chaikovskaya L.I., Zege E.P. Theory of polarized lidar sounding including multiple scattering. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2004;88(1–3):21–35. doi:10.1016/j.jqsrt.2004.01.002
- 13. Vasilkov A.P., Kondranin T.V., Myasnikov E.V. Determination of the light scattering index profile based on the polarization characteristics of back-reflected radiation during pulsed ocean sounding. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1990;26(3):307–312 (in Russian).
- 14. Goldin Yu.A., Rogozkin D.B., Sheberstov S.V. Polarized Lidar Sounding of Stratified Seawater. *Proceedings of IV Inter*national Conference "Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW'2007)". Nizhny Novgorod; 2007. P. 175–178.
- Krekov G.M., Krekova M.M., Shamanaev V.S. Laser sensing of a subsurface oceanic layer. II. Polarization characteristics of signals. *Applied Optics*. 1998;37:1596–1601. doi:10.1364/AO.37.001596
- 16. Churnside J.H. Polarization effects on oceanographic lidar. Optics express. 2008;16(2):1196-1207. doi:10.1364/OE.16.001196
- 17. Kokhanenko G.P., Balin Y.S., Penner I.E., Shamanaev V.S. Lidar and in situ measurements of the optical parameters of water surface layers in Lake Baikal. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2011;24(5):478–486. doi:10.1134/S1024856011050083
- Churnside J.H. Review of profiling oceanographic lidar. *Optical Engineering*. 2014;53(5):051405-051405. doi:10.1117/1.OE.53.5.051405
- 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;40(24):4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353

Сопоставление информативности ортогонально поляризованных компонент лидарного эхо-сигнала... A comparison of the information content of orthogonally polarized components of lidar echo signal for evaluating hydrooptical...

- Glukhov V.A., Goldin Yu.A., Rodionov M.A. Experimental estimation of the capabilities of the lidar PLD-1 for the registration of various hydro-optical irregularities of the sea water column. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2017;10(2):41–48 doi:10.7868/S207366731702006X (in Russian).
- 21. Artemiev V.A., Taskaev V.R., Grigoriev A.V. Autonomous transparent meter PUM-200. *Materials of the XVII International Scientific and Technical Conference (MSOI-2021)*, Moscow: 2021. P. 95–99 (in Russian).
- Pogosyan S.I., Durgaryan A.M., Konyukhov I.V. et al. Absorption spectroscopy of microalgae, cyanobacteria, and dissolved organic matter: Measurements in an integrating sphere cavity. *Oceanology*. 2009;49:866–871. doi:10.1134/S0001437009060125
- 23. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Kopelevich O.V. et al. Measuring the sea water absorption factor using integrating sphere. *Light & Engineering*. 2018;26(1):120–126.
- Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A., Novigatskiy A.N. et al. The 89th cruise (1st stage) of the research vessel "Academician Mstislav Keldysh": climatic experiment in interaction with the Tu-134 "Optik" laboratory aircraft in the Kara Sea. *Oceanology*. 2023;63(3):1–4. doi:10.31857/S0030157423030073
- Glukhovets D.I., Aglova E.A., Artemiev V.A. et al. Results of Hydrooptical Field Studies in the Barents and Kara Seas in September 2022. *Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* Cham: Springer; 2023. P. 439–445. doi:10.1007/978-3-031-47851-2_53
- 26. Dolin L.S., Savelev V.A. Characteristics of the backscattering signal during pulsed irradiation of a turbid medium by a narrow directed light beam. *Izvestiya AS USSR, Atmospheric and Ocean Physics*. 1971;7:505–510 (in Russian).
- 27. Ernst A. Multiple-scattering theory. New developments and applications. Halle-Wittenberg University: 2007. 65 p.

Об авторах

- ГЛУХОВ Владимир Алексеевич, научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0003-4555-8879, WoS ResearcherID: GSD-4886–2022, Scopus Author ID: 57191414331, SPIN-код (РИНЦ): 9449-2307, e-mail: vl.glukhov@inbox.ru
- ГОЛЬДИН Юрий Анатольевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-5731-5458, Scopus Author ID: 6602648464, SPIN-код (РИНЦ): 2750-1867, e-mail: goldin@ocean.ru
- ГЛИТКО Олег Викторович, научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0009-0005-2313-2326. e-mail: glitko_kisin@mail.ru
- ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, преподаватель, Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0001-5641-4227, Scopus AuthorID: 57193736311, SPIN-код (РИНЦ): 6755-2450, e-mail: glukhovets@ocean.ru
- РОДИОНОВ Максим Анатольевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0002-7397-0548, Scopus AuthorID: 56034199200, SPIN-код (РИНЦ): 5706-0570

УДК 502.2+504

© *Н. А. Богатов**, *А. В. Ермошкин*, 2024 Институт прикладной физики РАН им. А.В. Гапонова-Грехова, 603950, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46 *nbogatov@ipfran.ru

СТЕРЕООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЦЕССОВ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Статья поступила в редакцию 18.01.2024, после доработки 15.07.2024, принята в печать 10.09.2024

Аннотация

Рассмотрены методы оптических измерений физических параметров процессов на морской поверхности, в том числе покрытой льдом, с применением стереокамер. Предложен оригинальный метод обработки изображений морского льда, позволяющий выделить особенности, влияющие на рассеивание радиолокационного сигнала, такие как участки с открытой водой и острые кромки льдин. В основе метода лежит определение областей интереса на оптическом изображении, расчет статистических характеристик для каждой области, их классификация и определение локальных порогов для выделения искомых структур. Использование стереокамер в свою очередь позволяет учесть перспективные искажения и рассчитать физические параметры ледяного покрова и ветрового волнения. Метод апробирован на данных, полученных в ходе 90-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» в море Лаптевых.

Для открытой воды приведены результаты измерения скорости ветровой ряби, полученные с помощью разработанного ранее стереооптического метода. Проводится их сопоставление с Доплеровским сдвигом скорости СВЧ радиоволн.

Предложенные в работе методы представляют интерес при проведении натурных экспериментов одновременно с применением когерентных радиолокаторов для количественной интерпретации радиолокационных данных, а также для развития методов дистанционного мониторинга морской поверхности и ледовой обстановки.

Ключевые слова: стереосъемка, обработка изображений, лед, ветровая рябь, натурные измерения

UDC 502.2, 504

© N. A. Bogatov*, A. V. Ermoshkin, 2024

A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics the Russian Academy of Sciences, 603950, Ul'anova str., 46, Nizhny Novgorod, Russia

*nbogatov@ipfran.ru

STEREOOPTICAL METHODS OF SEA SURFACE PROCESSES REGISTRATION

Received 18.01.2024, Revised 15.07.2024, Accepted 10.09.2024

Abstract

This work presents the optical methods for measurements of physical parameters on sea surface also covered by ice by using stereo cameras. New method of images with sea ice processing is offered. It can detect areas of open water and sharp edges on ice, which influence on radar signal refraction. This method is based on area of interest detection on optical images, statistical parameters for each area calculation, classification and local level definition to recognize needed structures. By using stereo system perspective distortions can be corrected and physical parameters of wind waves and sea ice can be calculated. This method was probe on stereo images obtained from 90th voyage of R/V «Akademik Mstislav Keldysh» in the Laptev Sea.

The results of ripple waves velocity measurements in case on open water by using development previously stereo method is presented. Comparison with Doppler shift of microwave signal is made.

The methods presented in this paper are of interest in field experiments simultaneously with the use of coherent radar stations for the quantitative interpretation of radar data, as well as for remote monitoring of the sea surface and ice conditions methods development.

Keywords: stereo photography, image processing, ice, wind ripple, nature measurements

Ссылка для цитирования: *Богатов Н.А., Ермошкин А.В.* Стереооптические методы регистрации процессов на морской поверхности // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 16, № 3. С. 44–56. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-4 For citation: Bogatov N.A., Ermoshkin A.V. Stereooptical Methods of Sea Surface Processes Registration. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024, 16, 3, 44–56. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-4

1. Введение

Одним из важных этапов развития методов радиолокационной диагностики морской поверхности является проведение комплексных натурных экспериментов, в которых большую роль играют сопутствующие измерения параметров волнения, гидрометеорологической обстановки, а также непосредственное измерение характеристик, влияющих на рассеивание радиолокационного сигнала. В целях развития методов радиолокационной диагностики морской поверхности, в том числе для определения ледовой обстановки, был разработан метод определения характерных особенностей подстилающей поверхности, влияющих на рассеяние радиолокационного сигнала, по данным оптических изображений, а также получение физических параметров при использовании стереоизображений с калиброванной стереосистемы. Существующие методы определения ледовой обстановки по радиолокационным изображениям [1, 2] и по фотоизображениям часто основываются на методах поиска порогов яркости изображения, разделяющих его на классы, например, открытая вода и льдины. Один из таких подходов — метод Оцу [3] хорошо показывает себя в случае, когда площадь ледяного покрова и открытой воды имеют статистически значимую величину. При этом он критичен к равномерности освещения и структуре самого льда (присутствуют особенности с большим перепадом яркости). Кроме того, основная задача, решаемая подобными методами, — определение льдин, их сплоченности и площади открытых участков моря. Однако существуют задачи, когда требуется выделить характерные структуры ледовой обстановки, например, влияющие на рассеяние радиоволн.

Если морская поверхность свободна ото льда, то в этом случае возникает задача определения амплитудных и частотных характеристик поверхностного волнения. Методика измерения с применением двух и более синхронизированных и калиброванных камер развивается на протяжении многих лет [4–7]. Наряду с этим широко распространено использование стереосистем для наблюдения за динамическими процессами на морской поверхности и в ее толще [8, 9]. Кроме этого, применение стереосистем позволяет проводить пространственные измерения. В данной работе будут приведены примеры применения стереосистем для измерения динамических характеристик мелкомасштабных структур на морской поверхности, отслеживания и измерения параметров ледовой обстановки.

Применение двух камер, образующих стереосистему с последующей калибровкой, позволяет получить данные о пространственном положении и физических размерах обнаруженных объектов и структур. Калибровку можно разделить на два этапа: калибровку камер и калибровку стереосистемы. Калибровка камеры заключается в исправлении дисторсии объектива и расчета матрицы камеры, позволяющей получить уравнения лучей в 3х мерном пространстве, проходящих через каждую точку изображения.

$$F = \begin{bmatrix} f_x & 0 & c_x \\ 0 & f_y & c_y \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} Z \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = F \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix},$$
(1)

где f_x, f_y — фокусное расстояние в пикселях (с учетом характерного физического размера пикселя), c_x, c_y — координаты оптического центра на изображении, u, v — координаты пикселя изображения.

При калибровке стереосистемы определяется положение одной камеры относительно другой, и вычисляется матрица *Q* для пересчета карты смещений элементов одного изображения относительно другого в 3х мерные координаты.

$$Q = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & -c_x \\ 0 & 1 & 0 & -c_y \\ 0 & 0 & 0 & f \\ 0 & 0 & -\frac{1}{T_x} & (c_x - c'_x) / T_x \end{bmatrix},$$
(2)

где T_x — горизонтальное смещение между камерами, c_x , c_y' — горизонтальные координаты оптического центра для первой и второй камер соответственно.

Карта смещений строится с применение алгоритмов поиска соответствий между одинаковыми элементами стереоизображений. Координаты в пространстве элемента стереоизображения вычисляются по формуле:

$$\begin{bmatrix} X' \\ Y' \\ Z' \\ W \end{bmatrix} = Q \begin{bmatrix} u \\ v \\ d(u,v) \\ 1 \end{bmatrix},$$
(3)

где d(u, v) — смещение элемента изображения с координатами u, v первого изображения относительно второго, W — масштабирующий коэффициент.

$$X = X'/W, Y = Y'/W, Z = Z'/W.$$
 (4)

Таким образом, стереосъемка позволяет легко перейти от условных единиц (пиксели изображения) к физическим величинам в 3-х мерном пространстве.

2. Экспериментальные материалы

Для разработки предлагаемых стереооптических методов и их верификации были использованы данные стереосъемки, полученные в рамках натурных измерений, проводимых в период 2021–2022 гг.:

– съемка ледовой обстановки в рамках 90-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» осенью 2022 г. при прохождении моря Лаптевых в условиях молодого льда. Съемка велась с борта судна с применением калиброванной стереосистемы на базе двух камер Nikon D700 с проводной синхронизацией в интервальном режиме с периодичностью 10 с;

— измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны в рамках комплексных натурных экспериментов на океанографической платформе (пгт. Кацивели) осенью 2021 г. Использовалась стереосистема на базе камер Nikon 1 J5 в режиме записи видео с разрешением 1920 на 1080 точек и частотой 60 Гц. Подробное описание эксперимента содержится в работе [10];

Примеры изображений морской поверхности приведены на рис 1.

3. Распознавание структуры морского льда

Ключевой особенностью разработанного метода распознавания характерных структур морского льда является анализ статистических характеристик выделенных областей, представляющих интерес. Предложенный метод можно представить в виде следующих шагов:

- выделение областей изображения, представляющих интерес;
- расчет выбранных параметров для каждой области;
- фильтрация и классификация.

Острые кромки льдин и границы льда и воды на изображении обладают высоким контрастом (высоким уровнем градиента яркости). Для определения области изображения, представляющей интерес (далее — область интереса), использовался один из методов определения границ объектов на растровых изображениях. Из существующих алгоритмов определения границ за основу был взят детектор Кэнни [11]. Суть его



Рис. 1. Примеры изображений: a — ледовая обстановка; b — ветровая рябь на профиле длинной волны Fig. 1. Image examples: a — ice conditions; b — wind ripple on long wave profile

Стереооптические методы регистрации процессов на морской поверхности Stereooptical methods of sea surface processes registration

заключается в вычислении пространственных распределений величины и направления градиента яркости для исходного изображения и вычислении границ объектов в виде локальных максимумов градиента вдоль его направления. Для вычисления градиента из рассматриваемых алгоритмов выбор был сделан в пользу оператора Собеля:

$$G_{x} = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} * A, \quad G_{y} = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} * A, \tag{5}$$

где A — элемент изображения 3×3. Величина градиента равна: $G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2}$, а его направление вычисляется по формуле: $\theta = \arctan\left(\frac{G_y}{G_z}\right)$.

Для получения линий границ объектов вычисляются локальные максимумы градиента вдоль его направления. Для работы с растровыми изображениями направление градиента принято брать кратным 45° (вдоль вертикального, горизонтального и диагональных направлений).

Дальнейшие действия в классическом детекторе границ Кэнни предполагают двойную пороговую фильтрацию и трассировку области неоднозначности. В нашем случае будет проведена только пороговая фильтрация, чтобы гарантированно не потерять данные по интересуемым нас объектам. При этом порог фильтрации выбирается как значение градиента имеющего максимум плотности распределения. Отсекаться будут значения градиента ниже порога. Стоит отметить, что в обрабатываемых изображениях величину порога можно поставить выше заданной, чтобы уменьшить количество анализируемых данных в дальнейшем, но так как его точная граница зависит от качества изображения и условий съемки, решено было оставить его на уровне, привязанном к максимуму распределения градиента.

Так же в пользу детектора границ Кэнни можно отнести то, что в результате его работы полученные границы контрастных объектов на изображении представляют собой линии единичной толщины, работа с которыми на следующих этапах позволяет применять более простые и менее ресурсоемкие алгоритмы.





Рис. 2. Пример работы детектора Кэнни: *а* — элемент исходного изображения; *б* — распределения величины градиента; *в* — линии границ элементов изображения с высоким уровнем контраста

Fig. 2. Example of Canny detector processing: a – part of original image; b – gradient value; c – boundary lines of height contrast elements

Полученные линии границ контрастных объектов будут использоваться в качестве областей интереса для дальнейшего анализа. Для этого первым делом проводится векторизация, при которой каждая линия фиксируется как отдельный объект с набором координат точек растрового изображения, из которых она состоит. Для данного шага подойдет любой алгоритм векторизации бинарных линий единичной длины. В окрестности каждой линии выбирается область, по которой анализируются характеристики яркости изображения и градиента. Для задач, решаемых в данной работе, область анализа с заданной шириной расположена вдоль каждой линии. Ширина области выбирается исходя из параметров получения изображения ледовой обстановки и должна соответствовать характерной ширине исследуемых объектов.

Острые кромки льдин на оптическом изображении имеют повышенную яркость, относительно средней яркости льдины, что особо ярко проявляется на молодом льду. На рис. 3 приведен пример области интереса в районе данной особенности. На графике (рис. 3, *a*) представлены распределение яркости для выбранной области интереса (синяя линия) и зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия). В области высоких значений яркости наблюдается особенность поведения распределения яркости в виде характерной полки. В этой области яркости так же присутствуют высокие значения среднего градиента. Граница данной области берется в качестве локального порога яркости для определения острых кромок.

Открытая морская поверхность на оптическом изображении в свою очередь представляет собой область с низкой яркостью. При этом если речь не идет о больших открытых регионах, на которых может наблюдаться ветровая рябь и поверхностное волнение, данные области имеют низкое значение градиента. Границы самих льдин, напротив, имеют очень высокое значение градиента. Высокие значения градиента будут так же при наличии подводного льда у поверхности воды. На рисунке 4, *a* приведены распределение значений яркости изображения и зависимость среднего уровня градиента от яркости для выбранной области интереса, которая соответствует границе льда и воды. Максимум среднего градиента в данном случае соответствует значению яркости на границе льдины, которое будет использовано в качестве порога, выделяющего поверхностный лед. В области малой яркости наблюдается падение среднего значение градиента, на границе которого определяется порог для определения границ открытой воды. На рисунке 4, *б* приведен пример изображения, на котором синим цветом выделены линия контрастной границы и область расчета упомянутых выше параметров. Зеленая линия на изображении соответствует границе поверхностного льда, красная — границе с открытой водой.



Рис. 3. Определение острых кромок: *a* — распределение яркости в области интереса (синяя линия); зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия); порог для определения острых кромок (фиолетовая линия); *б* — пример изображения; область интереса (синяя линия); острая кромка (зеленая линия)

Fig. 3. Sharp edges detection: a – normalized intensity distribution in area of interest (blue line); dependency of mean gradient from intensity (orange line); level for shape edges detection (violent line); b – image example; area of interest (blue line); sharp edge (green line)

Стереооптические методы регистрации процессов на морской поверхности Stereooptical methods of sea surface processes registration



Рис. 4. Определение областей открытой воды: *a* — распределение яркости в области интереса (синяя линия) и зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия) пороги для определения открытой воды (желтая линия) и подводного льда (фиолетовая линия); *б* — пример изображения; область интереса (синяя линия); подводный лед (зеленая линия); открытая вода (красная линия).

Fig. 4. Open water areas detection: a – normalized intensity distribution in selected area of image (blue line) and dependency of mean gradient from intensity (orange line) with marked levels for open water (yellow line) and underwater ice (violet line); b – image example with area of interest (blue line) and area marked as underwater ice (green line) and open water (red line)

Стоит отметить, что, несмотря на то, что значения рассчитанных порогов для всех элементов изображения с наличием участков открытой воды близки, использование одного из значений или средней величины не всегда дает хороший результат. Поэтому был предложен подход, в котором значения порога для каждой области, где они были рассчитаны, интерполировались на всю площадь изображения.

Для привязки результатов распознавания выбранных структур к физическим координатам применялась стереосъемка. При стандартном подходе в результате обработки стереоизображений получается массив данных 3-х мерных координат (X, Y, Z) для каждого пикселя (u, v) в области измерения. В нашем случае можно считать, что интересующие объекты расположены в одной плоскости (плоский ледовый покров при отсутствии или игнорировании возвышающихся объектов, например, айсбергов), был предложен следующий подход. Набор данных в виде 3х мерных координат, полученный после стерео обработки, аппроксимируется плоскостью:

$$P_1 X + P_2 Y + P_3 Z + P_0 = 0. (6)$$

Из уравнения (1) можно получить уравнение прямой проходящие через элемент изображения (*u*, *v*), после чего найти точку пересечения данной прямой с плоскостью. Таким образом, для каждого пикселя изображения можно получить координаты в 3-х мерном пространстве для системы координат, привязанной к одной из камер:

$$Z_{\tilde{n}} = \frac{-P_0}{P_3 + P_1 \frac{u - c_x}{f_x} + P_2 \frac{v - c_y}{f_y}}; \quad X_{\tilde{n}} = \frac{u - c_x}{f_x} Z; \quad Y_{\tilde{n}} = \frac{v - c_y}{f_y} Z.$$
(7)

Если оптическая система была установлена не в надир, то для перехода в систему отсчета, связанную с рассчитанной плоскостью нужно рассчитать вектор расстояния от начала системы координат камеры до плоскости, а так же углы между плоскостью и осями координат. Матрицы для перехода из одной системы координат в другую имеют следующий вид:

$$T = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ t_x & t_y & t_z & 1 \end{bmatrix},$$

$$Rx = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & b_x & a_x & 0 \\ 0 & -a_x & b_x & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad Ry = \begin{bmatrix} b_y & 0 & -a_y & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ a_y & 0 & b_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad Rz = \begin{bmatrix} b_z & a_z & 0 & 0 \\ -a_z & b_z & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$
(8)

где $a_{x, y, z} = \sin \alpha_{x, y, z}, b = \cos \alpha_{x, y, z}, \alpha_{x, y, z}$ – угол поворота вокруг соответствующей оси.

Результаты работы предложенного алгоритма приведены на рис. 5, который был переведен из координат изображения (рис. 1, *a*) в физические координаты, привязанные к среднему уровню морской поверхности.





Fig. 5. Example of image transformation from pixel indexes (fig. 1, a) to physical coordinates

4. Измерение скорости ветровой ряби

В случае открытой воды и наличии ветрового волнения для определения физических характеристик морской поверхности можно применять стереооптический метод, разработанный ранее [10]. Кратко можно выделить следующие этапы:

– получение профилей длинной волны по классическому методу стереосъемки для каждого кадра записи;

 усреднение всех профилей и получение средней плоскости (невозмущенный уровень морской поверхности)

 выделение структуры ветровой ряби на изображениях с одной из камер с применением метода нерезкой маски;

– определение смещения полученной структуры методом кросскорреляционного анализа (схоже с методом Particle Image Velocimetry [12]);

 проецирование смещений ветровой ряби на профили длинной волны и вычисление скоростей в трехмерном пространстве;

 переход от системы координат камеры, к системе координат, привязанной к среднему уровню водной поверхности.

Пример работы метода для открытой воды, покрытой ветровыми волнами, приведен на рисунке 6.

Стереооптические методы регистрации процессов на морской поверхности Stereooptical methods of sea surface processes registration



Рис. 6. Временные зависимости отклонения морской поверхности (черная линия) и трех компонент скорости коротких ветровых волн (синяя линия — вдоль направления распространения, красная линия — в поперечном направлении, серая линия — вертикальная скорость)

Fig. 6. Dependences of sea surface level (black line) and tree components of short wind waves velocity (blue line — along wave propagation, red line — across wave propagation, gray line — vertical speed) from time

5. Результаты

Для обработки стереопар, полученных в ходе экспериментальных исследований, было использовано собственное программное обеспечение на основе библиотеки OpenCV [13]. Полностью автоматический алгоритм определения структур поверхностного льда находится в разработке. В данной работе, исходя из статистики параметров областей интереса, строились критерии для классификации острых кромок и открытой воды. На данном этапе некоторые значения порогов классификации зависят от условий съемки и для разных условий освещенности требуют отдельного расчета.

Для каждой области интереса вычислялось до 3-х порогов определяющих острые кромки, открытую воду и подводный лед. Каждый локальный порог присваивался своей области интереса на изображении. Используя линейную интерполяцию, рассчитывалась карта порогов для всего изображения. Стоит отметить, что применение интерполяции порога для поиска острых кромок используется для решения проблемы ярких участков на границе области интереса, которые могут иногда встречаться из-за равномерного повышения яркости самой льдины. Подобные участки можно исключить дополнительной обработкой как граничащие с областью интереса, но это приведет к дополнительным вычислительным затратам. Применение интерполяции так же имеет особенности из-за переменного порога, который может исключить уже определенные кромки льдин ввиду их низкой яркости и контраста по сравнению с яркостью самой льдины. В итоге области, выделенные таким образом, интерпретировались как искомые. Пример применения данной обработки представлен на рис. 7.



Рис. 7. Пример применения метода определения особенностей ледовой обстановки. Зеленая линия — острые кромки льдин; синяя — область открытой воды; красная — область подводного льда

Fig. 7. Example of image processing by described method in automatic mode. Green line — sharp edges; blue line — open water; red line — underwater ice



Рис. 8. Представление результатов в пространственных координатах: *а* — участки открытой воды; *б* — острые кромки льдин и выступающие наросты



Fig. 8. Results presentation in physical coordinates: a – open water areas; b – sharp edges

Рис. 9. Пример радиолокационной панорамы во время проведения измерений

Fig. 9. Radar image obtained during the measurements

Конечным этапом является перенос результатов расчетов в физические координаты. Имея результаты обработки стереопары по описанной выше методике, интересующие области изображения пересчитываются в систему координат, привязанную к уровню водной поверхности. На рис. 8 приведены результаты применения стерео обработки к результату классификации искомых особенностей ледового покрова. Для сравнения на рис. 9 приведена радиолокационная панорама, полученная во время стереосъемки ледовой

обстановки. На ней хорошо видны области падения уровня сигнала, обусловленные открытой водой, на фоне рассеянного сигнала на неоднородностях морского льда в виде острых кромок. Характерный размер наблюдаемых областей открытой воды варьируется от 5 до 40 метров.

Полученные с помощью методов стереосъемки физические параметры морской поверхности покрытой волнами и льдом могут быть использованы для развития радиолокационных методов дистанционного зондирования. На основе результатов измерения скорости ветровой ряби и профиля морской поверхности (рис. 6) можно провести симуляцию измерения доплеровской скорости резонансных рассеивателей радиолокационного сигнала. Расчет проводится для области морской поверхности с размерами 1,5×1,5 м², которую будем рассматривать как пространственное разрешение радара. Средняя доплеровская скорость, измеряемая радолокатором по отраженному от морской поверхности сигналу, является средневзвешенной

с учетом энергетического вклада каждого из рассеивателей, выражается формулой $\overline{u_D} = \frac{\sigma_0 u_D}{\sigma_0}$ [14]. Для

простоты будем считать, что рассеиватели имеют одинаковую спектральную плотность на рассматриваемой площадке, а вариация эффективной площади рассеяния происходит только из-за модуляции локального угла зондирования. При зондировании на горизонтальной поляризации под скользящими углами приближенно можно считать $\sigma_0 \sim \cos^4 \theta$. Тогда доплеровскую скорость, измеренную радаром CBЧ диапазона в элементе разрешения, можно представить в следующем виде

$$\overline{u_D} = \frac{\sum_{i,j} \cos^4(\theta + \eta_{i,j}) u_{i,j}}{\sum_{i,j} \cos^4(\theta + \eta_{i,j})},\tag{9}$$

где $\eta_{i,j}$ — уклон морской поверхности в направлении зондирования, $u_{i,j}$ — проекция вектора скорости ветровой ряби на направление зондирования радиолокатора.



Рис. 10. Зависимость доплеровской скорости от азимута зондирования к длинной волне при угле наблюдения 8° — оранжевая линия, 10° — красная линия и 12° — синяя линия, данные радиолокатора X-диапазона — черная линия

Fig. 10. Doppler speed dependency from azimuth probe angle to a long wave. Orange line — angle to a water surface 8°; red line – 10°; blue line 12°; black line — X-band radar data

Имея данные, как о скорости ветровой ряби, так и о форме длинной волны в трехмерном пространстве, можно произвести расчеты скоростей резонансных рассеивателей, измеряемых когерентным радиолокатором, под разными углами зондирования и азимутальными направлениями распространения ветровых волн. Результаты таких расчетов, усредненные по длине реализации, для углов зондирования, близких к скользящим, приведены на рисунке 10. Как видно из рисунка, средневзвешенная скорость Брэгговской ряби с учетом геометрической модуляции эффективной площади рассеяния на рассматриваемой площадке имеет асимметрию относительно направления зондирования по ветру и поперек ветра. В данный эффект также вносит вклад затенение отдельных участков морской поверхности, которые становятся невидимыми для радиолокатора. Полученные данные для площадки малых размеров являются результатом усреднения по времени реализации, т. е. по профилю длинной волны. Геометрическая модуляция по профилю длинной волны при разрешении радиолокатора порядка единиц метров приводит к её проявлению на радиолокационном изображении наряду с эффектом гидродинамической модуляции. Такие расчеты можно рассматривать как аналог худшего пространственного разрешения при определении доплеровской скорости, что свойственно спутниковым PCA. На рисунке 10 нанесены данные доплеровской скорости, измеренные когерентной радиолокационной станцией во время эксперимента, используя методику, описанную в работе [15]. Наблюдаемое хорошее совпадение результатов моделирования на основе прямого измерения скорости ряби и профиля морской поверхности с результатами дистанционного измерения доплеровской скорости по указанной методике говорит о преобладающем вкладе Брэгговских волн в формирование доплеровского сдвига частоты радиоволн CBЧ диапазона.

6. Заключение

Представленные в работе методы показывают возможности применения стереосистем в задачах развития методов радиолокационного зондирования морской поверхности. Большая часть работы посвящена новому подходу определения параметров морского льда. В основе предложенного метода лежит подход в виде локального анализа областей интереса и детектирования характерных особенностей по их признакам. Описанный метод имеет более высокую вычислительную сложность, чем используемые в настоящее время методы для оценки ледовой обстановки с расчетом одного или нескольких порогов. На данном этапе не удалось сформировать полностью автоматический алгоритм. Применяемая обработка требовала определения порогов некоторых параметров по которым проходила классификация в ручном режиме, исходя из яркости и контраста получаемых изображений. Иными словами на данный момент остается необходимость ручной коррекции в зависимости от условий освещенности и качества изображения. Тем не менее, выявление характерных статистических параметров изображения и характерных структур может дать хороший результат при применении алгоритмов машинного обучения. В дальнейшем планируется развить метод в плане создания полностью автоматического алгоритма детектирования структур, как на молодом льду, так и на более старом. Так же планируется использовать результаты обработки оптических снимков для тренировки нейронных сетей.

Применение стереосистемы в данном методе носит вспомогательный характер. Однако в определенных обстоятельствах может серьезно упростить обработку данных. Использование стереопары позволяет учесть перспективные искажения и рассчитать физические параметры выделенных объектов в автоматическом режиме. Стоит отметить, что использование одинаковых камер не является обязательным условием, поэтому для упрощения системы можно использовать более простую камеру в связке с камерой высокого разрешения при условии, что получаемая точность будет соответствовать необходимым требованиям.

Для развития методов когерентной радиолокации показана применимость стереосистем для измерения скоростей мелкомасштабных (резонансных) волн с одновременным расчетом крутизны длинной волны по трехмерному профилю.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-10081, https://rscf.ru/ project/20-77-10081/.

Funding

The research was supported by the Russian Science Foundation grant No. 20-77-10081, https://rscf.ru/project/20-77-10081/.

Литература

- Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview // Geosciences. 2019. Vol. 9, N 4. P. 152. doi:10.3390/geosciences9040152
- Rohith M.V., Jones J., Eicken H., Kambhamettu C. Extracting quantitative information on coastal ice dynamics and ice hazard events from marine radar digital imagery // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. May 2013. Vol. 51, N 5. P. 2556–2570. doi:10.1109/TGRS.2012.2217972

- Otsu N. A threshold selection method from gray-level histograms // IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics. 1979. Vol. 9. P. 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
- Banner M.L., Jones I.S.F., Trinder J.C. Wavenumber spectra of short gravity waves // Journal of Fluid Mechanics. 1989. Vol. 198. P. 321–344. doi:10.1017/S0022112089000157
- Shemdin O., Tran H. Measuring short surface waves with stereography // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1992. Vol. 58. P. 311–316.
- Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // Coastal Engineering. 2006. Vol. 53, N 12. P. 1013–1032. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.06.012
- 7. *Богатов Н.А., Мольков А.А.* Восстановление характеристик ветровых волн в Атлантике по данным судовой стереосъемки // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 4. С. 90–97. doi:10.7868/S2073667321040080
- Turney D.E., Anderer A., Banerjee S. A method for three-dimensional interfacial particle image velocimetry (3D-IPIV) of an air-water interface // Measurement Science and Technology. 2009. Vol. 20, N 4. doi:10.1088/0957-0233/20/4/045403
- Simoncelli S., Kirillin G., Tolomeev A.P., Grossart H.-P. A low-cost underwater particle tracking velocimetry system for measuring in situ particle flux and sedimentation rate in low- turbulence environments // Limnology and Oceanography: Methods. 2019. Vol. 17, Iss. 12. P. 665–681. doi:10.1002/lom3.10341
- 10. *Богатов Н.А., Капустин И.А., Мольков А.А., Ермошкин А.В.* Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъёмки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20, № 2. С. 216–225. doi:10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225
- Canny J. A computational approach to edge detection // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. Nov. 1986. Vol. PAMI-8, N 6. P. 679–698. doi:10.1109/TPAMI.1986.4767851
- 12. *Raffel M., Willert C.E., Scarano F., Kähler C.J., Wereley S.T., Kompenhans J.* Particle Image Velocimetry: A Practical Guide. Springer, 2018. 695 p.
- Kaehler A., Bradski G. Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV // O'Reilly Media, Inc. 2016. 1024 p.
- 14. *Chapron B., Collard F., Ardhuin F.* Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2005. 110. C07008. doi:10.1029/2004JC002809
- Ермошкин А.В., Капустин И.А., Мольков А.А., Богатов Н.А. Определение скорости течения на морской поверхности доплеровским радиолокатором Х-диапазона // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 3. С. 93–103. doi:10.7868/S2073667320030089

References

- Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR Data-based Sea Ice Classification: An Overview. *Geosciences*. 2019, 9, 4, 152 p. doi:10.3390/geosciences9040152
- Rohith M.V., Jones J., Eicken H., Kambhamettu C. Extracting Quantitative Information on Coastal Ice Dynamics and Ice Hazard Events From Marine Radar Digital Imagery. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. May 2013, 51, 5, 2556–2570. doi:10.1109/TGRS.2012.2217972
- 3. Otsu N. A threshold selection method from gray-level histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics.* 1979, 9, 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
- Banner M.L., Jones I.S.F., Trinder J.C. Wavenumber spectra of short gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*. 1989, 198, 321–344. doi:10.1017/S0022112089000157
- 5. Shemdin O., Tran H. Measuring Short Surface Waves with Stereography. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 1992, 58, 311–316.
- 6. Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. *Coastal Engineering*. 2006, 53, 12, 1013–1032. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.06.012
- 7. Bogatov N.A., Molkov A.A. Retrieval of wind-driven waves in the Atlantic Ocean by stereo imagery. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14, 4, 90–97. doi:10.7868/S2073667321040080 (In Russian)
- 8. Turney D.E., Anderer A., Banerjee S. A method for three-dimensional interfacial particle image velocimetry (3D-IPIV) of an air-water interface. *Measurement Science and Technology*. 2009, 20, 4. doi:10.1088/0957-0233/20/4/045403
- 9. Simoncelli S., Kirillin G., Tolomeev A.P., Grossart H.-P. A low-cost underwater particle tracking velocimetry system for measuring in situ particle flux and sedimentation rate in low- turbulence environments. *Limnology and Oceanography: Methods.* 2019, 17, 12, 665–681. doi:10.1002/lom3.10341

- Bogatov N.A., Kapustin I.A., Molkov A.A., Ermoshkin A.V. Retrieval of wind ripple speed from stereo imagery of sea surface. *Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2023, 20, 2, 216–225. doi:10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225
- 11. Canny J. A Computational Approach to Edge Detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. 1986, PAMI-8, 6, 679–698. doi:10.1109/TPAMI.1986.4767851
- 12. Raffel M., Willert C.E., Scarano F., Kähler C.J., Wereley S.T., Kompenhans J., *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide, Springer*, 2018, 695 p.
- 13. Kaehler A., Bradski G. Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV. O'Reilly Media, Inc. 2016, 1024 p.
- 14. Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2005, 110, C07008. doi:10.1029/2004JC002809
- 15. Ermoshkin A.V., Kapustin I.A., Molkov A.A., Bogatov N.A. Determination of the Sea Surface Current by a Doppler X-Band Radar. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13, 3, 93–103. doi:10.7868/S2073667320030089 (In Russian)

Об авторах

- БОГАТОВ Николай Андреевич, ведущий программист ИПФ РАН, ORCID: 0000-0001-5992-4716, Scopus AuthorID: 57160974600, WoS ResearcherID: E-1043–2016, SPIN-код: 1918-3654, e-mail: nbogatov@ipfran.ru
- EPMOШКИН Алексей Валерьевич, научный сотрудник ИПФ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-6528-7589, Scopus AuthorID: 54410480500, WoS ResearcherID: D-5271–2015, SPIN-код: 1336-6994, e-mail: al-ermoshkin@yandex.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-5

УДК 551.46+535.36

© Р. Г. Гардашов^{1*}, Е. Р. Гардашов^{2,3}, 2024

¹Институт географии им. акад. Г. Алиева, AZ1143, пр. Г. Джавида, 115, г. Баку, Азербайджан ²Институт геологии и геофизики, AZ1143, пр. Г. Джавида, 119, г. Баку, Азербайджан ³Французско-азербайджанский университет (Страсбургский университет), AZ1000, ул. Низами, 183, г. Баку, Азербайджан *rauf gardashov@yahoo.co.uk

СОЛНЕЧНЫЕ БЛИКИ И ПОДВОДНЫЕ КАУСТИКИ В ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Статья поступила в редакцию 29.04.2024, после доработки 20.09.2024, принята в печать 25.09.2024

Аннотация

Солнечные блики, которые наблюдаются на водной поверхности, имеют разные яркости, формы, разнообразные цветовые оттенки, в зависимости от положения Солнца и наблюдателя, характеристик волнения, прозрачности воды и атмосферы. Текстурные, яркостные и цветовые характеристики солнечных бликов несут информацию о состоянии водной среды и атмосферы. Поэтому солнечные блики играют важную роль в дистанционном зондировании морей и океанов, являясь в одних задачах полезным сигналом, а в других — шумом. Яркие полосы (подводные каустики) на дне водоёмов, вызванные волнением, также являются показателем формы (структуры) поверхности. С помощью волновой теории света изучено распределение интенсивности в окрестности каустики (т. е. там, где приближение геометрической оптики не применимо), возникающее при преломлении света на взволнованной водной поверхности. Получена формула, определяющая параметры волнения по ширине каустической зоны. Корректность метода проверена в экспериментах на бассейне. Также в работе представлен краткий обзор работ авторов, касающихся солнечных бликов и подводных каустик.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, солнечные блики, зеркальные точки, радиусы кривизны, подводные каустики, обратные задачи, интегральные уравнения

UDC 551.46+535.36

© R. H. Gardashov¹, E. R. Gardashov^{2,3}, 2024

¹Institute of Geography named after acad. G. Aliyeva, 115 Avenue H. Javid., Baku AZ1143, Azerbaijan ²Institute of Geology and Geophysics, 119 H. Javid Av., Baku AZ1143, Azerbaijan ³French-Azerbaijani University (University of Strasbourg) 183 Nizami str. Baku AZ1000, Azerbaijan *rauf_gardashov@yahoo.co.uk

SUN GLINTS AND UNDERWATER CAUSTICS IN REMOTE SENSING OF SEAS AND OCEANS

Received 29.04.2024, Revised 20.09.2024, Accepted 25.09.2024

Abstract

The Sun glints that are observed on the water surface have different radiances, shapes, and color shades, depending on the positions of the Sun and the observer, the water surface statement, and the transparency of the water and atmosphere. The texture, radiance, and color characteristics of Sun glints carry information about the state of the water and atmosphere. Therefore, Sun glints play an important role in remote sensing of seas and oceans, being a useful signal in some problems and noise in others. Bright stripes (underwater caustics) on the bottom of the water basin that are caused by the waves are also an indicator of the water surface shape. The application of the wave theory of light is used to study the intensity distribution in the vicinity of the caustic (i. e., where the geometric-optical approximation is inapplicable), which arises when light is refracted on a wavy water surface.

Ссылка для цитирования: *Гардашов Р.Г., Гардашов Е.Р.* Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 57–72. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-5

For citation: Gardashov R.H., Gardashov E.R. Sun Glints and Underwater Caustics in Remote Sensing of Seas and Oceans. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024; 17(3): 57–72. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-5

A formula, which determines the parameters of the waves from the width of the caustic zone is obtained. The correctness of the method has been verified by experiments carried out in the pool. Also, here we give a brief overview of our investigations related to sun glints and underwater caustics.

Keywords: remote sensing, sun glints, specular points, radii of curvature, underwater caustics, inverse problems, integral equations

1. Введение

Наблюдая водную поверхность, мы часто видим замечательное природное оптическое явление — солнечные блики. Они возникают в тех точках, где наклоны взволнованной водной поверхности таковы, что отражают падающие лучи Солнца в глаз наблюдателя (приёмник) (рис. 1).

В зависимости от взаимного расположения Солнца и наблюдателя бликовая картина может иметь разнообразный вид: от одного целого изображения Солнца при спокойной поверхности до множества отдельных бликов разных размеров, «танцующих» на взволнованной поверхности. Наблюдаемые размеры и число бликов, а также очертание участка поверхности, охваченного бликами, проявляют разнообразие и меняются в широких пределах. При низком Солнце (Луне), и при наблюдении с берега в случае умеренного регулярного волнения возникает бликовая картина, называемая «солнечной дорожкой» или «лунной дорожкой» ночью (рис. 2, a). При значительной высоте Солнца, небольших расстояниях до морской поверхности и развитом ветровом волнении наблюдается бликовая картина, похожая показанной на рис. 2, б, где некоторая часть поверхности покрыта множеством чётко выделяющихся бликов разных размеров. Число и размеры бликов зависят от степени волнения. В общем, с усилением волнения, среднее число бликов растёт, а их средний размер уменьшаются. Видимый размер отдельного блика зависит от расстояния наблюдения (L), кривизны поверхности в точке отражения (ω), а также от углового размера источника света (у). Если угловой размер источника стремится к нулю (точечный источник), то блик сужается в точку. В случае гладкой поверхности видимый линейный размер блика (l) определяется по формуле: $l = L \cdot \gamma$. Например, при наблюдении солнечного блика ($\gamma \approx 0.5^\circ \approx 0.017$ rad) с самолёта ($L \approx 10$ km) и спутника ($L \approx 1000$ km) размеры блика будут $l \approx 0.17$ km и $l \approx 17$ km, соответственно. Как видно, с удалением точки наблюдения пропорционально растёт размер блика. Аналогичная зависимость имеет место при наблюдении солнечных бликов на взволнованной морской поверхности: при этом речь идёт о размере охваченной бликами области (блеска на поверхности моря), граница которой видна менее чётко, чем в случае спокойного моря. Кроме того, с удалением точки наблюдения, глаз или другой оптический приёмник перестаёт различать отдельные блики из-за уменьшения разрешающей способности приемной оптической системы. Как известно, линейный размер элемента разрешения $a = \beta \cdot L$, где β — угловая разрешающая способность оптического приём-

ника, которая определяется по формуле: $\beta = 1,22\frac{\lambda}{d}$. Здесь d — диаметр линзы оптического приёмника, λ —

длина волны света ($\lambda \approx 0,55$ мкм). Следовательно, $a = 1,22 \frac{\lambda}{d} \cdot L$. Как видно, размер элемента разрешения a

линейно растёт с увеличением расстояния до точки наблюдения L. Примеры оценки размера элемента разрешения a для линзы с диаметром d = 200 мм при разных расстояниях наблюдения L представлены в табл. 1. Как следует из этой таблицы, при съёмке бликов с низколетящих аппаратов (дронов, вертолётов, самолётов) $L = 0,1 \div 10$ км отдельные блики будут видны в фотоснимках. С ростом L мелкие блики будут сливаться, а различаться будут только крупные блики. При наблюдениях со спутников на низкой ($L \approx 1000$ км,



Рис. 1. Геометрия возникновения солнечного блика

Fig. 1. Geometry of the occurrence of sun glint



Рис. 2. Изображения солнечных бликов, зарегистрированные с близкого расстояния и при малой высоте Солнца (*a*); с близкого расстояния и при сравнительно большой высоте Солнца (*б*); со спутника на низкой орбите (*в*); с геостационарного спутника METEOSAT-11 (*г*)

Fig. 2. Images of sun glare recorded: from a close distance and at a low solar altitude (*a*); from a close distance and at a relatively high solar altitude (*b*); from a satellite in low orbit (*c*); from the METEOSAT-11 geostationary satellite (*d*)

рис. 2, в), средней ($L \approx 10000$ км) и геостационарной орбитах ($L \approx 36000$ км, рис. 2, г) будет наблюдаться сравнительно яркая, охваченная бликами область. Отметим, что все сказанное относится к случаю наблюдения в ясный, безоблачный день.

Таблица 1 Table 1

Размеры элемента разрешения, а

Dimensions of the resolution element

<i>L</i> (км)	0,1	1,0	10	100	1000	10000	36000
а (м)	0,0003	0,003	0,03	0,3	3	30	108

2. Кривизна морской поверхности

Блики являются индикатором неровностей морской поверхности и как «отпечатки пальца» идентифицирует ее рельеф. Знание характеристик бликов (координат их месторасположений, размеров и числа) позволяет решать разнообразные задачи дистанционного зондирования морей и океанов. Размер отдельного солнечного блика определяется радиусом кривизны в зеркальной точке и угловым размером Солнца. Поэтому изучение распределения солнечных бликов по размерам сводится к изучению распределения радиусов кривизны.

Для двумерной случайной гауссовой поверхности $z = \zeta(x)$ для плотности распределения радиуса кривизны в точках зеркального отражения с наклоном $\zeta'(x) = \gamma = \text{const}$ Гардашовым получено аналитическое

выражение [1]. При использовании безразмерного радиуса кривизны $X = \sqrt{\pi} \frac{|\rho|}{\langle |\rho| \rangle}$ оно имеет простой вид:

$$W(X) = \frac{2}{X^3} \exp\left(-\frac{1}{X^2}\right), \quad 0 < X < +\infty,$$
(1)

где $X = \sqrt{\pi} \frac{|\rho|}{\langle |\rho| \rangle} \langle |\rho| \rangle = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{\left(1 + \gamma^2\right)^{\frac{3}{2}}}{\sigma_2}$ и $\rho = \frac{\left(1 + {\zeta'}^2(x)\right)^{\frac{3}{2}}}{\zeta''(x)} \bigg|_{\zeta'(x)=\gamma}$

Распределение Гардашова (1) не содержит никаких параметров; следовательно, оно универсально, т. е. оно справедливо для любой двумерной случайной гауссовой поверхности. Легко видеть, что $X = \sqrt{\pi}$ и $X^2 =$

= ∞ . Отметим, что распределение радиуса кривизны со знаком $X = \sqrt{\pi} \frac{|\rho|}{\langle |\rho| \rangle}$ симметрично, что и должно

было быть, так как для двумерной поверхности $z = \zeta(x)$ выбор знака радиуса кривизны есть условность, связанная с выбором направления оси O_z . На рис. 3 показано распределение Гардашова и гистограмма распределения радиусов кривизны, полученных в численном эксперименте, включающим в себя:

1) моделирование случайной гауссовой поверхности $z = \zeta(x)$ как суперпозиции гармоник со случайными фазами и амплитудами, определяемыми из спектра ветрового волнения;

2) определение зеркальных точек $\{x_i\}$ путем нахождения корней уравнения $\zeta'(x) = \gamma$;

3) вычисление радиусов кривизны $\{\rho_i, i = 1, 2, ..., n\}$ и $\left\{X_i = \sqrt{\pi} \frac{|\rho_i|}{\langle |\rho| \rangle}\right\}$ в точках зеркального отражения;

4) построение гистограммы по найденному множеству $\{X_i, i = 1, 2, ..., n\}$.

Как видно из рис. 3, численный эксперимент подтверждает корректность формулы (1).

На рис. 4 показана плотность распределения радиуса кривизны в зеркальных точках трёхмерной гауссовой случайной поверхности $z = \zeta(x, y)$, т. е. величины, пропорциональной размерам солнечных бликов. Теоретическая кривая получена по формуле, выведенной Гардашовым [2, 3]. Кривые, полученные путём численного моделирования и по данным натурного эксперимента, приведены в работе [4]. Как видно, оба результата хорошо согласуются. Причина небольших отклонений — конечность углового размера Солнца и приемной оптической системы, а также отличие реальной взволнованной поверхности от гауссовой, для которой выведена теоретическая формула плотности распределения.



Рис. 3. Распределение Гардашова (1) и гистограмма, полученная численным моделированием (сплошная линия — теория, пунктирная — численный эксперимент)

Fig. 3. Gardashov distribution (1) and histogram obtained by numerical modeling



Рис. 4. Плотность распределения радиусов кривизны (размеров бликов Солнца)

Fig. 4. Distribution density of radii of curvature (sizes of sun glints)

Отметим, что в отличии от двумерной поверхности $z = \zeta(x)$ для трёхмерной поверхности $z = \zeta(x, y)$ положительность или отрицательность радиуса кривизны является внутренним свойством самой поверхности и не имеет отношения к выбору системы координат. Вот почему для трёхмерной поверхности распределение положительных и отрицательных радиусов кривизны является несимметричным и выводить из него плотности распределения для двумерной поверхности невозможно [3].

3. Мгновенная форма поверхности и восстановление изображения подводного объекта, искажённого поверхностным волнением

В работе [5] разработан алгоритм определения мгновенной формы морской поверхности с использованием характеристик солнечных бликов по мгновенному изображению взволнованной морской поверхности, а в работах [6, 7] решена задача восстановления изображения подводного объекта, искажённого поверхностным волнением. В качестве примера на рис. 5, *а* показано мгновенное, искажённое волнением изображение шахматной доски, а на рис. 5, *б* изображение, восстановленное с применением разработанного алгоритма.

Отметим, что разработанный алгоритм в принципе позволяет найти и глубину расположения подводного объекта, если априори известна его форма. Допустив, что глубина расположения шахматной доски неизвестна (не измерялась) мы применили алгоритм восстановления для разных глубин. Как видно, наиболее точное восстановление соответствует глубине h = 0,9 м (рис. 5, δ), что является реальной глубиной нахождения объекта-шахматной доски. Таким образом, при априори известной форме объекта глубину его нахождения можно определить по критерию: «как глубина наилучшего восстановления формы объекта». Как видно, применение разработанного алгоритма в реальном эксперименте показывает удовлетворительный результат. Дальнейшая доработка алгоритма может существенно улучшить качество восстанавливаемого изображения. Добавление к разработанному алгоритму модулей, учитывающих рассеяние и поглощение света в атмосфере и в морской воде позволит применить его для коррекций изображений подводных объектов, снятых с летательных аппаратов. Отметим, что теория видения подводных объектов через взволнованную поверхность подробно описывается в монографии [8].

4. Локация солнечных бликов

В некоторых задачах дистанционного зондирования (например, определение поверхностной температуры моря, обнаружение надводных и подводных объектов, определение хлорофилла) солнечные блики



Рис. 5. Исходное мгновенное изображение шахматной доски (*a*) и восстановленные изображения шахматной доски для разных глубин (*б*-*в*)

Fig. 5. Instantaneous original image of a chessboard (*a*); reconstructed image of a chessboard (*b*); reconstructed images for different depths (*c*)

являются помехой. В этом случае необходимо знание области поверхности, охваченной бликами, и распределения яркости бликов в этой области для удаления паразитного сигнала. С другой стороны это же знание может служить для определения характеристик волнения. Метод определения местонахождения (географических координат) солнечного блика при наблюдении с геостационарного спутника разработан в [9, 10]. При наблюдении с геостационарной орбиты, в зависимости от взаиморасположения Солнца, Земли и спутника, некоторая часть земной поверхности, освещаемая прямым излучением Солнца, оказывается наблюдаемой и со спутника (рис. 6). Эту часть земной поверхности мы назовём «одновременно освещаемая и наблюдаемая область». Очевидно, что охваченная бликом область находится внутри этой области.

Дневные и годовые траектории при наблюдении с METEOSAT 9 показаны на рис. 7.

Сравнение фактического и восстановленного по разработанному в [10] методу полей ветров (рис. 8.) показывает, что из спутникового снимка солнечного блика можно получить достаточно точную информацию о поле ветра.

Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов Sun glints and underwater caustics in remote sensing f seas and oceans



Рис. 6. Одновременно освещаемая и наблюдаемая часть Земного шара и месторасположение блика Солнца по спутниковому изображению (METEOSAT 9) и согласно расчётам по разработанному методу для GMT = 05:00

Fig. 6. Simultaneously illuminated and observed part of the Earth and the location of the sun glints according to the satellite image (METEOSAT 9) and to calculations using the developed method for GMT = 05:00



Рис. 7. Дневные траектории центральной точки солнечного блика для разных месяцев года для моментов наблюдения от GMT = 02.00 до GMT = 22.00 с интервалом 30 мин (*a*) и годовые траектории для моментов наблюдения от GMT = 02.00 до GMT = 22.00 с интервалом 1 час (*б*)

Fig. 7. Daily trajectories of the central point of the sun glint for different months of the year for observation times from GMT = 02.00 to GMT = 22.00 with an interval of 30 min (*a*) and annual trajectories for observation times from GMT = 02.00 to GMT = 22.00 with an interval of 30 min (*a*) and annual trajectories for observation times from GMT = 02.00 to GMT = 22.00 with an interval of 1 hour (*b*)

5. Определение числа солнечных бликов

В работе [1] для определения плотности распределения $W_N(N_L)$ числа зеркальных точек N_L двумерной гауссовой случайной поверхности $z = \zeta(x)$, приходящихся на участок оси *Ox* длиной *L*, по плотности распределения $W_Z(Z)$ нормированного отражённого сигнала (яркости бликов) $Z = X_1 + X_2 + ... + X_{N_L}$, получено интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода:

$$W_Z(Z) = \int_0^{+\infty} G(Z, N_L) W_N(N_L) dN_L, \qquad (2)$$



Рис. 8. Распределение яркости солнечного блика по расчетам с использованием фактического поля ветра [8] (*a*) и данным METEOSAT 9 (*б*)

Fig. 8. Distribution of sun glint brightness based on calculations using the actual wind field [8] (*a*) and METEOSAT 9 data (*b*)

где ядро уравнения имеет вид

$$G(Z,N) = \frac{1}{\pi} \int_{0}^{+\infty} \left| \beta(u) \right|^{N} \cos\left(N \, \varphi(u) - uZ \right) du$$

Здесь функция $\beta(u)$ определяются как Фурье преобразование распределения Гардашова:

$$\beta(u) = \int_{0}^{+\infty} e^{iuX} W(X) dX = \int_{0}^{+\infty} \frac{2}{X^3} \exp\left(-\frac{1}{X^2}\right) e^{iuX} dX,$$

а функция $\varphi(u) = \arg \beta(u) = a \tan \frac{\operatorname{Im}(\beta(u))}{\operatorname{Re}(\beta(u))}.$

В частном случае, когда $W_N(N_L) = \delta(N_L - N)$ из формулы (2) получаем выражение $W_Z(Z) = G(Z, N)$, которое определяет смысл функции как распределение величины $Z = X_1 + X_2 + ... + X_L$ (сигнала), когда количество зеркальных точек в сумме фиксировано и $N_L = N$. Кроме того, если $N_L = N = 1$, тогда G(X, 1) = W(X). Функции G(Z, N) для разных N показаны на рис. 9.



Рис. 9. Специальная функция (ядро уравнения) *G*(*Z*, *N*) для *N* = 1, 2, 3, 4, 5 **Fig. 9**. Special function (the core of the equation) *G*(*Z*, *N*) for *N* = 1, 2, 3, 4, 5

Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов Sun glints and underwater caustics in remote sensing of seas and oceans



Рис. 10. Образцы из ансамбля изображений солнечных бликов на волнистом бассейне

Fig. 10. Samples from the ensemble of images of sun glints on a wavy basin

Рис. 11. Плотность распределения числа солнечных бликов; сплошная кривая получена путем обработки ансамбля изображений солнечных бликов; пунктирная кривая — путем решения обратной задачи



Fig. 11. Distribution density of the number of sun glints; the solid curve is obtained by processing an ensemble of sun glints images; the dotted curve is obtained by solving the inverse problem

Аналогичная задача для трёхмерной гауссовой случайной поверхности $z = \zeta(x, y)$ рассмотрена в работах [11, 12], где получено интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода для определения плотности распределения яркости бликов. Ядро этого уравнения выражается через плотности распределения радиусов кривизны поверхности в зеркальных точках [2, 3]. Интегральное уравнение решается методом регуляризации, предложенным в [13], а точность решения проверяется путем численного моделирования и в натурном эксперименте, выполненном на бассейне. В качестве примера на рис. 10 представлены случайные реализации из ансамбля изображений солнечных бликов на водной поверхности в бассейне, зарегистрированных камерой с высоким пространственно-временным разрешением.

Как видно из рис. 11, решение обратной задачи достаточно хорошо восстанавливает реальное распределение.

6. Определение соотношений между параметрами поверхностных волн и характеристиками каустик преломлённого света

При наличии волнения в неглубокой акватории или в бассейне на дне наблюдаются движущиеся светлые полосы, форма и структура которых зависят от характеристик поверхностного волнения. Чем прозрачнее вода и регулярнее волнение, тем чётче изображения полос и упорядоченнее их движение. Причина образования этих светлых полос заключается в преломлении параллельного пучка солнечных лучей на случайно-неровной водной поверхности. Светлые полосы образуются в так называемых каустических направлениях, где интенсивность преломлённого пучка света, рассчитанная в приближении геометрической оптики, обращается в бесконечность. Применив способ расчёта интенсивности в окрестности каустик отражённых лучей, изложенный в [14], для решения аналогичной задачи для преломлённых лучей мы получим соотношения между параметрами поверхностного волнения и шириной каустической зоны (светлой полосы). Отметим, что каустики, возникающие при отражении и преломлении, имеют ту же природу, что и бесконечности, возникающие в направлении радуг при расчётах рассеяния света на сфере [15] и исчезают при учёте фазовых эффектов. Для преототы мы рассмотрим двумерное волнение,

когда возможно получить сравнительно простые соотношения и наглядное представление о явлении. Геометрия преломления лучей света на неровной поверхности z = z(x) и обозначение величин, описывающих явление показаны на рис. 12.

Найдём расходимость лучевой трубки после преломления на поверхности. Пусть в момент t = 0 элементарный участок фронта падающей плоской волны есть $N_0 N$ и через время t она занимает положение $Q_0 Q$ (рис. 13).

После ряда математических операций для расходимости $\Gamma_1 = \lim_{M \to M_0} \frac{|Q_0 Q|}{|M_0 N|}$ преломлённого в точке M_0 пучка на расстоянии $l_0 = l(x_0) = M_0 Q_0$ получаем:

> $\Gamma_1 = \frac{\cos \chi_1}{\cos \chi_0} \left| 1 - \left(\frac{\cos \chi_0}{m \cos \chi_1} - 1 \right) \cdot \frac{l_0}{\rho_0 \cos \chi_1} \right|,$ (3)

где $\rho_0 = \rho(x_0) = \frac{\left(1 + \zeta'^2(x_0)\right)^{3/2}}{\zeta''(x_0)}$ — радиус кривизны в точке M_0 ; m = 1,34 — показатель преломления воды.

При этом интенсивность преломлённого пучка $I_1(Q_0)$ в точке Q_0 , определяется из соотношения $T(\chi_0)I_0d\sigma_0 =$ $= I_1(Q_0) d\sigma_1$ как

$$I_1(Q_0) = \frac{T(\chi_0)I_0}{\Gamma_1},$$
(4)

где I_0 — интенсивность падающего пучка в точке M_0 , $T(\chi_0)$ — коэффициент пропускания Френеля. Если модуль радиуса кривизны $|\rho| << l_0$, то из (3) имеем:

$$\Gamma_1 = \left(1 - \frac{\cos\chi_0}{m\cos\chi_1}\right) \cdot \frac{l_0}{|\rho_0|\cos\chi_0},\tag{5}$$

$$I_1(Q_0) = \frac{T(\chi_0)}{\left(1 - \frac{\cos\chi_0}{m\cos\chi_1}\right)} \cdot \frac{I_0}{I_0} \cdot |\rho_0| \cos\chi_0.$$
(6)



Рис. 12. Геометрии преломления света на неровной поверхности

Fig. 12. Geometry of light refraction on a curved surface



Рис. 13. Определение фронта преломлённой световой волны

Fig. 13. Determination of the front of a refracted light wave

Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов Sun glints and underwater caustics in remote sensing f seas and oceans

В точке преломления M_0 радиус кривизны $\rho_0 = \rho(x_0) = \infty$, и, как следует из (5), расходимость $\Gamma_1 = 0$, поэтому интенсивность преломлённого пучка $I(Q_0)$ в бесконечно удалённой точке Q_0 , определяемая по формуле (6), обращается в бесконечность. Радиус кривизны $\rho_0 = \infty$ для точки перегиба M_0 , где $\zeta''(x_0^*) = 0$. При этом наклон поверхности θ_n и отклонение преломлённого луча θ_1 принимает экстремальные значения: $\theta'_n(x_0^*) = 0$ и $\theta'_1(x_0^*) = 0$, т. е. происходит сгущение преломлённых лучей вокруг луча, преломлённого в точке перегиба, что и приводит к бесконечной интенсивности. Для определения распределения интенсивности $I_1(\Delta \theta_1) = I_1(Q)$ в окрестностях каустики используем формулы Френеля-Кирхгофа для плоской задачи [14]. В результате получаем:

$$I_{1}(\Delta\theta_{1}) = \frac{2\pi T I_{0}}{l_{0}} \frac{k_{1}^{1/3}}{(3b)^{2/3}} A i^{2} \left(-\left(\frac{k_{1}^{2}}{3b}\right)^{1/3} \Delta\theta_{1} \right),$$
(7)

где $k_1 = mk$ волновое число световой волны в воде $\left(k = \frac{2\pi}{\lambda}\right)$, $Ai(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \cos\left(tx + \frac{x^3}{3}\right) dx$ — функция Эйри

[16]. Параметр *b* определяет фронт преломлённой световой волны в окрестности точки *M*₀. Выполняя аналогичные [14] вычисления для *b*, получаем:

$$b = \frac{1}{6} \frac{\left(s_{1z}^* - \frac{1}{m} s_{0z}\right) \zeta_*''}{\left(-s_{1z}^* + s_{1x}^* \zeta_*'\right)^3}.$$
(8)

Здесь знак * указывает на то, что соответствующие величины относятся к точке x_0^* .

Таким образом, можно выделить угол $\Delta \theta_1^c$, определяющий угловую ширину каустической зоны, так что для углов $\Delta \theta_1 < \Delta \theta_1^c$ для расчета $I_1(Q)$ следует использовать формулу (7), а для $\Delta \theta_1 \ge \Delta \theta_1^c$ — формулу (6). В каустическом направлении две лучевые трубки, возникающие при преломлении в точках слева и справа от точки каустики, сливаются. Поэтому, приравнивая удвоенную интенсивность в (6) к интенсивности в (7), находим:

$$\frac{1}{\sqrt[3]{3}\sqrt{2t} \ \pi} = Ai^2(t), \tag{9}$$

где $t = -\left(\frac{k_1^2}{3b}\right)^{\frac{1}{3}} \Delta \theta_1.$

Поведение функций в левой и правой частях уравнения (9) показаны на рис. 14. Как видно, уравнение (9) имеет ряд корней. Первый корень, при котором знаки наклонов функций одинаковы, равен $t_c = 1,79$ и лежит между основным максимумом и первым нулём функции Эйри. По нему определяется ширина каустической зоны. Это значение хорошо согласуется с оценками каустической зоны для аналогичных задач [15, 17, 18]. При этом правильность выбранного значения $t_c = 1,79$ подтверждается и равенством потоков энергии:

$$\int_{0}^{t_{c}} \frac{1}{\sqrt[3]{3}\pi\sqrt{2t}} dt \approx \int_{-\infty}^{t_{c}} Ai^{2}(t) dt \implies \frac{\sqrt{2}}{\sqrt[3]{3}\pi} \sqrt{t_{c}} \approx \int_{-\infty}^{t_{c}} Ai^{2}(t) dt.$$
(10)

Точность равенства (10) составляет около 90 %.

Следовательно для угловой ширины каустической $\Delta \theta_1^c$ зоны находим:

$$\Delta \theta_1^c = t_c \left(\frac{3b}{k_1^2}\right)^{\frac{1}{3}}.$$
(11)

Отметим, что более точный расчёт интеграла Френелья-Кирхгофа дает плавный переход в окрестности *t_c* = 1,79 от волновой оптики к геометрической, показанной на рис. 14.

Формула (11) получена для параллельного пучка света. Если источником света является Солнце, лучи которого имеют угловую расходимость $\Delta \theta_0 = 0.5^\circ$, то соответствующее угловое прирашение каустической зоны $\Delta \theta_1^c$ может быть вычислено из соотношения:

$$\theta_1 = \theta_0 + \chi_1 - \chi_0. \tag{12}$$



Рис. 14. К определению ширины каустической зоны

Fig. 14. To determine the width of the caustic zone

Предположим, что в каустической точке $x_0 = x_*$ приращение углов θ_1 , χ_0 и χ_1 вызваны приращением $\Delta \theta_0$:

$$\Delta \theta_1^0 = \Delta \theta_0 + \Delta \chi_1^* - \Delta \chi_0^*. \tag{13}$$

Из соотношений $\chi_0^* = \theta_0 + \theta_n^*$ и $\frac{\sin \chi_0}{\sin \chi_1} = m$ имеем:

$$\Delta \chi_0^* = \Delta \theta_0 \quad , \ \left(\cos \chi_0^* \right) \Delta \chi_0^* = m \left(\cos \chi_1^* \right) \Delta \chi_1^*. \tag{14}$$

Учитывая $\Delta \theta_1^0 = \Delta \chi_1^*$, получаем:

$$\Delta \theta_1^0 = \frac{\cos \chi_0^*}{m \cos \chi_1^*} \Delta \theta_0. \tag{15}$$

Некоторое угловое приращение $\Delta \theta_1^d$ каустической зоны происходит благодаря дисперсии света, т. е. изменению индекса преломления Δm . Приращение $\Delta \theta_1^d$ может быть оценено, считая $\theta_0 = \text{const}, \chi_0 = \text{const}, \Delta \theta_1^d = \Delta \chi_1^d$:

$$\Delta \theta_1^d = -\frac{\sin \chi_0^* \,\Delta m}{\cos \chi_1^* \, m^2}.\tag{16}$$

Окончательно для угловой ширины каустической зоны получаем:

$$\Delta \theta_1^* = \Delta \theta_1^c + \Delta \theta_1^0 + \left| \Delta \theta_1^d \right|. \tag{17}$$

Таким образом линейный размер (ширина) ΔL светлой полосы

$$\Delta L = \frac{h}{\cos\theta_1^*} \Delta \theta_1^*. \tag{18}$$

7. Экспериментальная проверка метода

Возможность восстановления параметров поверхностных волн по характеристикам подводных каустик проверена экспериментально. В бассейне длиной 8 м, шириной 4 м и глубиной 1 м, наполненном чистой водой до уровня 0,8 м, практически в безветренную погоду, механически генерировались квазирегулярные синусоидальные волны с амплитудой a = 0,45 м и длиной волны $\Lambda = 0,52$ м. На момент эксперимента зенитный угол Солнца θ_0 был равен 18° и лучи падали параллельно боковым стенкам бассейна, т. е. перпендикулярно к фронту генерируемой поверхностной волны (рис. 15). Мгновенное изображение подводных световых полос фиксировалось камерой с высоким пространственным и временным разрешением с высоты 2 м над уровнем воды при вертикальном визировании. Следовательно, волны можно считать «заморо-

женными», а водную среду под ними «линзой сложной формы». При такой постановке эксперимента рассматриваемая задача сводится к двумерной и применение полученных выше формул оправдано. Расчеты по этим формулам дают: $\Delta \theta_1^C = 0,0066^0$, $\Delta \theta_1^0 = 0,31^0$, $\left| \Delta \theta_1^d \right| = 0,28^\circ$, $\Delta \theta_1^* = 0,59^0$ и, следовательно, для ширины световой полоски $\Delta L = 0,82$ см. Сравнение с шириной светлой полосы на фотографии (рис. 15) показывает хорошее согласие, учитывая, что сторона квадрата шахматной клетки равна 4 см.

Хода преломлённых лучей, соответствующие эксперименту на рис. 15, показаны на рис. 16. Видно, что существует интервал глубин (окрестность точки 3), где световые полосы образуется за счет фокусировки преломленных лучей на выпуклости поверхности. В точке 3 расходимость преломленного луча, определенная по формуле (3), равна нулю, т. е. имеет место равенство:

$$1 - \left(\frac{\cos\chi_0}{m\cos\chi_1} - 1\right) \cdot \frac{l_0}{\rho_0\cos\chi_1} = 0.$$
⁽¹⁹⁾



Рис. 15. Изображение подводных световых полос, вызванных квазисинусоидальной поверхностной волной с амплитудой a = 0,45 м и длиной волны $\Lambda = 0,52$ м

Fig. 15. Image of underwater light streaks caused by a quasi-sinusoidal surface wave with amplitude a == 0.045 m and wavelength $\Lambda = 0.52$ m



Рис. 16. Ход лучей, преломленных водной поверхностью с возвышения z = 0.045 cos 12.8x, при падении параллельного светового луча под углом $\theta_0 = 18^\circ$

Fig. 16. The path of rays refracted by the water surface from an elevation of $z = 0.045\cos 12.8x$, when a parallel light beam falls at an angle of $\theta_0 = 18^\circ$

Соотношение (19) связывает «приведенное» фокусное расстояние l_0 выпуклой двумерной линзы с ее радиусом кривизны ρ_0 в точке (x_0 , $\zeta(x_0)$). Как видно, расстояние между световыми полосками 1 и 3 примерно равно длине волны $\Lambda = 0,52$ м.

8. Заключение

В настоящей работе дан краткий обзор авторских работ, посвящённых характеристикам солнечных бликов на взволнованной водной поверхности и световых полос (подводных каустик) на дне водоёма. Рассмотренные эффекты имеют важное значение для целого ряда задач дистанционного оптического зондирования морей и океанов. Сравнительно полный обзор работ по солнечным бликам дан в [19, 20].

Выведенные зависимости между параметрами поверхностной гармонической волны и подводной каустики, в принципе, позволяют решить обратную задачу: определить амплитуду и длину волны по измеренным размерам подводных светлых полос. Дальнейшее развитие описанного подхода может быть применено для определения статистических характеристик сложных поверхностных волн. Следует отметить, что мы считали водную среду прозрачной, т. е. рассеянием и поглощением света в водной среде пренебрегали. Теория формирования изображения через взволнованную морскую поверхность, основанная на оптической передаточной функции, подробно описана в монографии [8], где учитывается ослабление светового луча, вызванное рассеянием и поглощением. Подход, развитый в [8], применим к накопленному изображению, в отличие от рассмотренного нами мгновенного изображения. Несмотря на то, что большинство задач требуют знания лишь статистических характеристик волнистой морской поверхности, решения некоторых задач, таких как восстановление мгновенных изображений подводных объектов, искаженных поверхностным волнением, требует знания мгновенного состояния взволнованной морской поверхности. Как показано в [12], мгновенный рельеф морской поверхности можно построить по характеристикам бликов Солнца (или другого источника света). По статистической характеристике бликов также определяют статистические характеристики интенсивности отраженного света [12, 21]. В дальнейшем для восстановления мгновенного рельефа волнистой морской поверхности и его статистических характеристик может быть разработан метод, основанный на изучении характеристик подводных световых полос.

Литература

- Gardashov R.G. Determination of the distribution of the number of specular points of a random cylindrical homogeneous Gaussian surface // Inverse Problems in Science and Engineering. 2008. Vol. 16, N4. P. 447–460. doi:10.1080/17415970701567882
- 2. *Gardashov R*. Distribution density for the Sea Surface Gaussian Curvature at Specular Reflection Point // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 1991. Vol. 27. P. 67–70.
- 3. *Gardachov R.G.* The probability density of the total curvature of a uniform random Gaussian Sea surface in the specular points // International Journal of Remote Sensing. 2000. Vol. 21, N15. P. 2917–2926. doi:10.1080/01431160050121320
- 4. *Gardashov R., Emecen Kara G. and Kara G.* Distribution of the Sun glitter sizes on the sea surface, derived from theoretically and in situ experiments // Indian Journal of Geo-Marine Sciences. 2014. Vol. 43(4). P. 499–503.
- 5. Гардашов Р.Г. Определение мгновенной формы неровной морской поверхности по характеристикам бликов // Тр. IX Всерос. конф. «Современные проблемы оптики естественных вод», С.- Петербург, 2017. С. 11–15.
- 6. Гардашов Р.Г., Гардашов Е.Р. Восстановление мгновенных изображений подводных объектов, искаженных поверхностным волнением // Труды IX Всероссийский конференции «Современные проблемы оптики естественных вод», С.- Петербург, 2019. С. 12–17.
- 7. *Gardashov R.H., Gardashov E.R., Gardashova T.H.* Recovering the instantaneous images of underwater objects distorted by surface waves // Journal of Modern Optics. 2021. P. 1–10. doi:10.1080/09500340.2021.1874555
- 8. *Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A.* Theory of Imaging Through Wavy Sea Surface. Nizhniy Novgorod: IAP RAS, 2006. 172 p.
- Gardashov R.G., Barla M.C. The calculation of the distribution of the Sun glitter radiance on the ocean surface by observing from a geostationary orbit // International Journal of Remote Sensing. 2001. Vol. 22, N 15. P. 2939–2952. doi:10.1080/01431160119994
- Gardashov R.H., Eminov M. Sh. Determination of sunglint location and its characteristics on observation from a ME-TEOSAT 9 satellite // International Journal of Remote Sensing. 2015. Vol. 36, N 10. P. 2584–2598. doi:10.1080/01431161.2015.1042119

Солнечные блики и подводные каустики в дистанционном зондировании морей и океанов Sun glints and underwater caustics in remote sensing f seas and oceans

- 11. *Гардашов Р.Г., Гардашова Т.Г.* Определение статистических характеристик зеркальных точек трехмерной гауссовой морской поверхности // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 5. С. 664–672.
- Gardashov R., Kara G., Kara E.G.E. Calculation of the statistical characteristics of the light reflected by a rough random cylindrical homogeneous Gaussian surface // Journal of Modern Optics Pages. 2018. N 2. P. 2025–2033. doi:10.1080/09500340.2018.1489078
- 13. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. Изд. 2-е. Москва: Наука, 1979. 288 с.
- 14. Шифрин К.С., Гардашов Р.Г. Интенсивность света, отраженного от морской поверхности // Известия АН СССР, серия Физика атмосферы и океана. 1987. Т. 23, № 4. С. 415–422.
- 15. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. Москва-Ленинград: Гидрометеоиздат, 1951. 288 р.
- 16. Olivier V., Manuel S. Airy functions and applications to physics. London: Imperial College Press, 2010.
- 17. Kravtsov Yu.A., Orlov Yu.I. Geometrical Optics of Inhomogeneous Media. Springer Berlin Heidelberg, 1990. 325 p.
- Keller I.B., Keller H.B. Determination of reflected and transmitted fields by geometrical optics // Journal of the Optical Society of America. 1950. Vol. 40, N 1. P. 48–52. doi:10.1364/JOSA.40.000048
- 19. *Rainey K.*, *Hallenborg E*. Characterization of Sun Glitter Statistics in Ocean Video. Environmental Science, 2013. doi:10.21236/ada590050
- Kay S., Hedley J.D., Lavender S. Sun Glint Correction of High and Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible and Near-Infrared Wavelengths // Remote Sensing. 2009. N 1. P. 697–730. doi:10.3390/rs1040697
- 21. Bass F.G., Fuks I.M. Wave Scattering from Statistically Rough Surfaces. Oxford: Pergamon, 1978. 527 p.

References

- 1. Gardashov R.G. Determination of the distribution of the number of specular points of a random cylindrical homogeneous Gaussian surface. *Inverse Problems in Science and Engineering*. 2008;16(4):447–460. doi:10.1080/17415970701567882
- Gardashov R. Distribution density for the Sea Surface Gaussian Curvature at Specular Reflection Point. *Izvestiya Atmo-spheric and Oceanic Physics*. 1991;27:67–70.
- 3. Gardachov R.G. The probability density of the total curvature of a uniform random Gaussian Sea surface in the specular points. *International Journal of Remote Sensing*. 2000;21(15):2917–2926. doi:10.1080/01431160050121320
- 4. Gardashov R., Emecen Kara G. and Kara G. Distribution of the Sun glitter sizes on the sea surface, derived from theoretically and in situ experiments. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*. 2014;43(4):499–503.
- 5. Gardashov R.H. Determination of the instantaneous shape of an uneven sea surface by glare characteristics. *Proceedings* of *IX All-Russia Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW*²⁰¹⁷). Saint-Petersburg: 2017. 11–15 p. (in Russian).
- Gardashov R.H., Gardashov E.R. Recovering the instantaneous images of underwater objects distorted by surface waves. *Proceedings of X Anniversary All-Russia Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW'2019)*. Saint-Petersburg: JSC "Izd. "KHIMIZDAT"; 2019. 12–17 p. (in Russian).
- Gardashov R.H., Gardashov E.R., Gardashova T.H. Recovering the instantaneous images of underwater objects distorted by surface waves. *Journal of Modern Optics*. 2021;1–10. doi:10.1080/09500340.2021.1874555
- 8. Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A. *Theory of Imaging Through Wavy Sea Surface*. Nizhniy Novgorod: IAP RAS; 2006. 172 p.
- Gardashov R.G., Barla M.C. The calculation of the distribution of the Sun glitter radiance on the ocean surface by observing from a geostationary orbit. *International Journal of Remote Sensing*. 2001;22(15):2939–2952. doi:10.1080/01431160119994
- 10. Gardashov R.H., Eminov M. Sh. Determination of sunglint location and its characteristics on observation from a ME-TEOSAT 9 satellite. *International Journal of Remote Sensing*. 2015;36(10):2584–2598. doi:10.1080/01431161.2015.1042119
- 11. Gardashov G.R., Gardashova T.G. Derermination of the statistical characteristics of the specular points of 3 dimentional Gaussian sea surface. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2009;45(5):620–628. doi:10.1134/S0001433809050090
- Gardashov R., Kara G., Kara E.G.E. Calculation of the statistical characteristics of the light reflected by a rough random cylindrical homogeneous Gaussian surface. *Journal of Modern Optics Pages*. 2018;2:2025–2033. doi:10.1080/09500340.2018.1489078
- 13. Tikhonov A.N., Arsenin V. Ya. Methods of solving incorrect problems. 2nd ed. Moscow: Nauka; 1979. 288 p.
- 14. Shifrin K.S., Gardashov R.H. Intensity of light reflected from a sea surface. Izv. AN USSR, FAO. 1987;23(4):415-422.

- 15. Shifrin K.S. Light scattering in a turbid medium. Moskva-Leningrad, Gidrometeoizdat, 1951. 288 p.
- 16. Olivier V., Manuel S. Airy functions and applications to physics. London: Imperial College Press; 2010.
- 17. Kravtsov Yu.A., Orlov Yu.I. Geometrical Optics of Inhomogeneous Media. Springer Berlin Heidelberg; 1990. 325 p.
- 18. Keller I.B., Keller H.B. Determination of reflected and transmitted fields by geometrical optics. *Journal of the Optical Society of America*. 1950, 40, 1, 48–52. doi:10.1364/JOSA.40.000048
- 19. Rainey K., Hallenborg E. Characterization of Sun Glitter Statistics in Ocean Video. *Environmental Science*, 2013. doi:10.21236/ada590050
- 20. Kay S., Hedley J.D., Lavender S. Sun Glint Correction of High and Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible and Near-Infrared Wavelengths. *Remote Sensing*. 2009;1:697–730. doi:10.3390/rs1040697
- 21. Bass F.G., Fuks I.M. Wave Scattering from Statistically Rough Surfaces. Oxford: Pergamon; 1978. 527 p.

Об авторах

- ГАРДАШОВ Рауф Гаджи, доктор физико-математических наук, член-корреспондент НАНА, ORCID: 0000-0002-6582-5543, Scopus AuthorID: 6507989206, WoS ResearcherID: DG-2083–2011, e-mail: rauf_gardashov@yahoo.co.uk
- ГАРДАШОВ Эмин Рауф, Scopus AuthorID: 57217993938, WoS ResearcherID: EWQ-2051–2022, e-mail: emin_gardashov@yahoo.co.uk
DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-6

УДК 551.463.5

© Д. И. Глуховец*^{1, 2}, С. В. Шеберстов¹, 2024

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, Москва ²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), 141701, Институтский пер., 9, г. Долгопрудный, Московская область *glukhovets@ocean.ru

ВЛИЯНИЕ ФИТОПЛАНКТОНА НА АЛЬБЕДО ОКЕАНА

Статья поступила в редакцию 02.04.2024, после доработки 10.09.2024, принята в печать 18.09.2024

Аннотация

С использованием численных методов решения уравнения переноса излучения рассчитаны значения альбедо океана для набора биооптических характеристик, соответствующих ситуациям с различной концентрацией хлорофилла (1 мкг/л и 10 мкг/л) и случаю интенсивного кокколитофоридного цветения (8–12 млн кл./л). Расчеты проводились в спектральном интервале 280–2800 нм для случаев безоблачного неба при различных скоростях приводного ветра и пропускания атмосферы. Показано, что для вод первого оптического типа изменение концентрации хлорофилла от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям альбедо. В случае интенсивного кокколитофоридного цветения альбедо океана может увеличиваться более, чем в три раза. Расчет среднемесячных значений альбедо для выбранных точек в Баренцевом и Черном морях показал, что наличие интенсивного кокколитофоридного цветения существенно увеличивает среднемесячные значения альбедо. Выполненный для этих точек расчет величин поглощенного в толще морской воды излучения в зависимости от времени суток продемонстрировал, что наличие цветения существенно уменьшает величины поглощенной радиации. Показано, что принятый в современной циркуляционной модели NEMO вклад в альбедо выходящего из воды излучения, составляющий 0,005 \pm 0,0005, соответствует только водам первого оптического типа. Интенсивное цветение кокколитофорид может привести к увеличению этого вклада более чем в 14 раз. Предложена простая формула для коррекции значений альбедо с учетом влияния биооптических характеристик.

Ключевые слова: альбедо океана, поглощение солнечной радиации, гидрооптическое моделирование, хлорофилл, кокколитофоридное цветение, Черное море, Баренцево море

UDC 551.463.5

© D. I. Glukhovets*1,2, S. V. Sheberstov¹, 2024

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nakhimovsky pr., 36, Moscow, Russia ²Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 141701, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow Region, Russia

*glukhovets@ocean.ru

INFLUENCE OF PHYTOPLANKTON ON OCEAN ALBEDO

Received 02.04.2024, Revised 10.09.2024, Accepted 18.09.2024

Abstract

Using numerical methods for solving the radiation transfer equation, ocean albedo values were calculated for a set of bio-optical characteristics corresponding to situations with different chlorophyll concentrations (1 μ g/L and 10 μ g/L) and the case of intense coccolithophore bloom (8–12 million cells/L). Calculations were carried out in the spectral range of 280–2800 nm for cases of cloudless sky at various wind speeds and atmospheric transmission. It has been shown that for Case 1 waters, a change in chlorophyll concentration from 1 to 10 μ g/L does not lead to changes in albedo. In the case of intense coccolithophore blooms, the ocean albedo can increase more than threefold. Calculation of average monthly albedo values for selected points in the Barents and Black seas showed that the presence of intense coccolithophore blooms significantly increases average monthly albedo values. The calculation of the values of radiation absorbed in the seawater column depending on the time of day, carried out for these points, demonstrated that the presence of blooms significantly reduces the values of absorbed radiation. It is shown that the contribution

Ссылка для цитирования: *Глуховец Д.И., Шеберстов С.В.* Влияние фитопланктона на альбедо океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, \mathbb{N} 3. С. 73–83. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-6

For citation: Glukhovets D.I., Sheberstov S.V. Influence of Phytoplankton on Ocean Albedo. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):73–83. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-6

to the albedo of radiation emerging from water used in the state-of-the-art NEMO numerical ocean model, amounting to 0.005 ± 0.0005 , corresponds only to Case 1 waters. Intense coccolithophore blooms can increase this contribution by more than 14 times. A simple formula is proposed for correcting albedo values taking into account the influence of bio-optical characteristics.

Keywords: ocean albedo, solar radiation absorption, hydrooptical modeling, chlorophyll, coccolithophore bloom, Black Sea, Barents Sea

1. Введение

В океанологии традиционно незаслуженно мало внимания уделяется влиянию гидрооптических характеристик морской воды на альбедо океана. В частности, в монографии [1], посвященной радиационному режиму океанов, прозрачность и цветность морской воды лишь упоминаются в контексте влияния волнения на значения альбедо. При этом альбедо является одним из важнейших параметров для расчета радиационного баланса Земли [2, 3], а его вариации оказывают влияние на изменчивость состояния всей климатической системы Земли [4].

В ряде работ [5–7] внимание исследователей сосредоточено на альбедо системы атмосфера-океан (т. н. «Тор of the Atmosphere Albedo»¹). Это внимание связано с тем, что планетарное альбедо в среднем на 88 % обусловлено отражением излучения атмосферой [8]. При такой постановке задачи вклад подстилающей поверхности в большинстве случаев незначителен, что вполне объясняет упомянутое выше малое внимание исследователей к роли гидрооптических характеристик. Однако для решения некоторых задач, в частности, оценок величин поглощенной в толще морской воды солнечной радиации необходимы именно значения альбедо океана [9].

В современной циркуляционной модели NEMO [10] используются результаты работы [11], в которой вклад выходящего из воды излучения фиксирован. Принимается, что для интервала длин волн 280-2800 нм этот вклад составляет 0.005 ± 0.0005 . При этом считается, что такое значение соответствует большинству вод Мирового океана. Детальный анализ роли основных факторов, влияющих на альбедо океана: зенитного угла Солнца, скорости ветра, пропускания атмосферы (как газами, аэрозолем, так и облаками) и концентрации хлорофилла, выполнен в работе [12]. По результатам численного решения уравнения переноса излучения, валидированным по данным прямых измерений альбедо с океанографической платформы, установленной в 25 км от города Вирджиния-Бич (Атлантическое побережье США), для каждого из исследуемых факторов представлены таблицы. В относительно недавней статье [13] предложена учитывающая упомянутые выше факторы схема расчета альбедо океана и представлены результаты включения этой схемы в атмосферную модель RRTMG_SW Министерства энергетики США. Сопоставление результатов моделирования с данными различных натурных экспериментов показало хорошее согласие. Отметим, что в обоих упомянутых исследованиях расчеты проводились в предположении вод первого оптического типа (Case 1), когда для описания оптических характеристик морской воды используется лишь концентрация хлорофилла. Ясно, что такой подход должен приводить к ошибкам во многих акваториях Мирового океана, где корреляция концентрации хлорофилла со значениями гидрооптических характеристик отсутствует, в частности, в областях влияния речного стока и массовых цветений кокколитофорид [14]. В работе [15] показано значимое влияние кокколитофоридного цветения на альбедо океана. При этом использовался ограниченный спектральный диапазон и не проводилось учета влияния ветра и пропускания атмосферы. Настоящая работа лишена этих недостатков. В ней показана обусловленная влиянием гидрооптических характеристик природных вод с различными сообществами фитопланктона изменчивость альбедо океана в соответствующем спектральному диапазону достигающей поверхности Земли солнечной радиации 280-2800 нм при различных скоростях приводного ветра и оптической толщины аэрозоля. Рассмотрены примеры интенсивных кокколитофоридных цветений в Черном и Баренцевом морях, гидрооптические и биологические характеристики которых получены в экспедициях ИО РАН.

2. Методика

Для расчета альбедо океана использовались численные методы решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-океан, в первую очередь метод матричного оператора [16] основанный на применении рекуррентных формул к операторам отражения R и пропускания T для однородных плоскопараллельных слоев. В нашей работе используется модификация метода, подробно описанная в [17].

Для атмосферы мы используем трёхслойную модель: верхний слой — нерассеивающий поглощающий слой озона (300 DU), второй — рэлеевская атмосфера, третий слой — аэрозоль с модельной индикатрисой

¹https://ceres.larc.nasa.gov/resources/images/

Гордона и Кастаньо [18] и оптической толщиной $\tau_a(\lambda) = \tau_a(869) \left(\frac{869}{\lambda}\right)^{1,6}$, $\tau_a(869) = 0,2$. В инфракрасной области спектра существенное влияние на коэффициент пропускация этиссферы сусса расти средственное влияние на коэффициент средственное влияние в сусса расти средственное влияние на коэффициент пропускация этиссферы сусса расти средственное влияние на коэффициент средственное влияние на коэффициент на коэффициент на коэффициент на коэфициент на коэфициент на коренное влияние на коренное влие на коренное влие на коренное влие на коренное влие

ласти спектра существенное влияние на коэффициент пропускания атмосферы оказывает поглощение водяным паром. Мы использовали данные HITRAN для спектральной зависимости показателей поглощения водяным паром и озоном, размещенные на сайте [19] Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

Поверхность рассматривается как отдельный слой. Формулы для гладкой поверхности можно найти в работе [17], для взволнованной — использовались результаты [20].

Для оценки первичных гидрооптических характеристик водных слоёв использовалась однопараметрическая модель Case I new [21, 22], в которой все оптические характеристики однозначно определяются через концентрацию хлорофилла (Хл); в случае кокколитофоридного цветения рассеяние описывалось двухпараметрической моделью Копелевича [23]. При вычислении поглощения и рассеяния чистой водой в спектральном интервале 280–2800 нм использовались данные [24].

Для вычисления операторов отражения и пропускания отдельных слоев использовался метод дискретных ординат DISORT [25].

Крометого, для расчетовиспользована программа HydroLight [21]. Использовались модели Case 1 new и Case 2 new в случае безоблачного неба и отсутствия ветра. Эффекты неупругого рассеяния не моделировались.

При моделировании кокколитофоридного цветения использовались типичные значения гидрооптических характеристик, полученные в судовых экспедициях в Баренцевом и Черном морях [26]. Отношение между показателем рассеяния назад и полным показателем рассеяния b_b/b принималось равным 0,02 в соответствии с работой [27]; показатель ослабления света морской водой на длине волны 530 нм c(530) выбран равным 3 м⁻¹, что соответствует интенсивному цветению с концентрацией кокколитофорид 8–12 млн. кл/л [26]. Спектральная зависимость показателя рассеяния принята следующей:

$$b(\lambda) = c(\lambda) - a(\lambda) = c(530)\frac{530}{\lambda} - a(\lambda).$$
⁽¹⁾

Спектральные значения альбедо рассчитывались по формуле:

$$A(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)},\tag{2}$$

где $E_d(\lambda)$ — спектральная облученность над поверхностью воды, создаваемая потоком нисходящего излучения, $E_u(\lambda)$ — спектральная облученность над поверхностью воды, создаваемая потоком восходящего излучения.

2800

Средние для интервала 280-2800 нм значения альбедо рассчитывались по формуле:

$$A(\theta_0) = \frac{\int\limits_{280}^{2800} E_u(\lambda, \theta_0) d\lambda}{\int\limits_{280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0) d\lambda},$$
(3)

где θ_0 — зенитный угол солнца.

Пропускание атмосферой определялось как:

$$T(\theta_0) = \frac{\int\limits_{280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0) d\lambda}{\cos(\theta_0) \int\limits_{280}^{2800} F_0(\lambda) d\lambda},$$
(4)

где $F_0(\lambda)$ — солнечная постоянная.

Расчет среднесуточных значений альбедо проводился в соответствии с выражением:

$$\overline{A} = \frac{\overline{E}_u}{\overline{E}_d} = \frac{\sum_{i=280}^{i} \int_{280}^{2800} A(\lambda, \theta_0^i) E_u(\lambda, \theta_0^i) d\lambda}{\sum_{i=280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0^i) d\lambda},$$
(5)

где индекс *i* означает дискретные по времени значения входящих в выражение величин. При расчетах среднесуточных альбедо использовались ежечасные значения зенитного угла Солнца, вычисленные для выбранных точек в Баренцевом и Черном морях. Остальные величины интерполировались по данным проведенных расчётов.

3. Результаты

Спектральные значения коэффициента яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ и альбедо $A(\lambda)$, полученные с помощью НуdroLight для различных зенитных углов солнца θ_0 в видимом диапазоне спектра, где влияние связанных с вариацией параметров фитопланктона гидрооптических характеристик морской воды наиболее ярко выражено, представлены на рис. 1. При расчетах использовалось приближение Case 1 new с двумя концентрациями хлорофилла — 1 и 10 мкг/л. Отметим малую изменчивость значений $R_{rs}(\lambda)$ при вариации θ_0 . Она связана с использованием при расчете этой величины нормализованной яркости выходящего из воды излучения. Такая устойчивость к изменениям условий освещения обуславливает широкое использование $R_{rs}(\lambda)$ в дистанционном зондировании. Значения альбедо океана изменяются при вариации зенитного угла Солнца существенно больше. Причина этой изменчивости заключается в росте коэффициента отражения поверхности воды с увеличением угла падения в соответствии с законом Френеля. Результаты выполненных для случая вод первого типа расчетов показывают, что вклад отраженного от поверхности излучения в значения $A(\lambda)$ существенно больше вклада выходящей из толщи морской воды радиации даже при относительно высокой для вод Мирового океана концентрации $X_{\pi} = 10$ мкг/л. Такая концентрация лишь оказывает характерное влияние на формы спектров $A(\lambda)$, практически не приводя к изменчивости их средних уровней (рис. 1, справа).

Аналогичные расчеты в полном спектральном диапазоне 280–2800 нм выполнены с помощью программного обеспечения, разработанного на основе метода дискретных ординат (DISORT) [17]. Осредненные в этом спектральном интервале значения альбедо, полученные для различных ситуаций, показаны на рис. 2 слева. Помимо упомянутых выше примеров вод первого типа представлены результаты, полученные



Рис. 1. Спектральные значения коэффициента яркости моря (левый столбец) и альбедо (правый столбец), полученные с помощью HydroLight для различных зенитных углов солнца θ₀. Модель Case 1, Xл = 1 мкг/л (верхний ряд) и Xл = 10 мкг/л (нижний ряд)

Fig. 1. Spectral values of the sea remote sensing reflectance (left column) and albedo (right column), obtained using HydroLight for various solar zenith angles θ_0 . Case 1 model, with $Chl = 1 \mu g/L$ (top row) and $Chl = 10 \mu g/L$ (bottom row)



Рис. 2. Слева: осредненные в интервале 280–2800 нм значения альбедо, полученные с помощью DISORT для различных ситуаций: Хл = 1 мкг/л; Хл = 10 мкг/л; кокколитофоридное цветение, *c*(530) = 3 м⁻¹. Для сравнения представлены данные из работы [11]. Справа: зависимость пропускания атмосферы для различных зенитных углов солнца θ₀

Fig. 2. Left: Averaged albedo values in the range of 280–2800 nm, obtained using DISORT for various scenarios: $Chl = 1 \ \mu g/L$; $Chl = 10 \ \mu g/L$; coccolithophore bloom, $c(530) = 3 \ m^{-1}$. For comparison, data from work [11] are presented. Right: Atmospheric transmittance dependence for various solar zenith angles θ_0

для случая интенсивного кокколитофоридного цветения (Case 2). Для вод первого типа изменчивость Хл от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям *A*. Это связанно с совокупным изменением показателей поглощения и рассеяния. В случае же кокколитофоридного цветения альбедо океана может увеличиваться более, чем в три раза. Для сравнения на график добавлены значения альбедо из работы [11]. Для этого помимо зенитного угла солнца учитывалась изменчивость пропускания атмосферы, также рассчитанная при моделировании (рис. 2 справа). Результаты показывают, что общепринятая модель не учитывает существенного увеличения выходящего из воды рассеянного излучения, характерного для кокколитофоридного цветения, а также несколько завышает значения $A(\theta_0)$ при углах больше 80° для случая вод первого типа.

Среднемесячные значения альбедо океана для выбранных точек в Баренцевом (70 °с.ш., 40 °в.д.) и Черном (44,5 °с.ш., 38 °в.д. — Черноморский полигон ИО РАН) морях для месяцев, в которые происходят регулярные кокколитофоридные цветения, представлены в табл. 1. Расчеты выполнены в предположении вод второго оптического типа (Case 2). Эти величины получены осреднением среднесуточных альбедо, рассчитанных в соответствии с формулой 5 для всех дней месяца. Для сравнения расчеты выполнены и в предположении отсутствия цветения — для вод первого типа. Значения альбедо для вод, свободных от цветения кокколитофорид, вполне соответствуют классическим результатам [11]: расхождение составляет около 15 % для Баренцева моря и около 10 % для Черного. Наличие интенсивного кокколитофоридного цветения

Таблица 1

Table 1

Среднемесячные значения *А* в интервале 280–2800 нм для периода кокколитофоридного цветения в случае цветения и без, а также данные из работы [11]

Monthly average values of A in the 280–2800 nm range for the period of coccolithophore bloom in cases with (CB) and without its presence, as well as data from study [11]

	Case 1, Хл = 1 мкг/л	Case 2, КЦ	Payne, 1972 [11]	
Баренцево море, август	0,106	0,156	0,09	
Черное море, июнь	0,054	0,108	0,06	

существенно увеличивает среднемесячные значения альбедо: в полтора раза в Баренцевом море и вдвое в Черном. Различие влияния цветений объясняется большими зенитными углами Солнца в высоких широтах, что приводит к снижению вклада выходящего из воды излучения в величину альбедо.

4. Обсуждение

Вклады поглощенного в толще морской воды солнечного излучения в зависимости от времени суток в случае интенсивного кокколитофоридного цветения и без для точки на Черноморском полигоне ИО РАН показаны на рис. 3. Существенные различия обусловлены значительной изменчивостью альбедо (рис. 2). Необходимо отметить, что вклад рассветных и закатных часов в общее поглощение в этом случае составляет 0,32 % (для Баренцева моря доля составляет 0,4 %). Это объясняется тем, что на величину поглощенной в толще воды энергии существенно сильнее влияют условия освещения, чем значения альбедо. В рассветные и закатные часы значения зенитного угла солнца превышают 80° . Поэтому неточности оценок альбедо, приведенные в работе [11], в частности после 80° , не приводят к заметным ошибкам в расчетах дневного потока поглощенной в толще морской воды радиации. Аналогичные результаты получены для точки в Баренцевом море.

Зависимость альбедо океана от зенитного угла Солнца при различных скоростях ветра для случая Хл = = 1 мкг/л представлена на рис. 4. При малых зенитных углах Солнца значения альбедо при взволнованной поверхности несколько выше, чем в штилевом случае. Это связано с тем, что падающие лучи будут сильнее отражаться от наклонной, а не от горизонтальной поверхности. При больших зенитных углах Солнца шероховатость поверхности уменьшает альбедо, поскольку лучи с большей вероятностью входят в толщу морской воды. С увеличением скорости ветра альбедо в области зенитных углов больше 60° уменьшается сильнее.

Выше показано, что альбедо океана в видимом диапазоне спектра может быть в значительной степени подвержено влиянию гидрооптических характеристик морской воды, связанных с изменчивостью структурных и количественных показателей фитопланктона. Несмотря на то, что видимый интервал занимает



Рис. 3. Зависимость величин поглощенного в толще морской воды излучения от времени суток в случае интенсивного кокколитофоридного цветения и без, Черное море, 15 июня

Fig. 3. The relationship between the amounts of radiation absorbed in the water column and the time of day, during and without intense coccolithophore blooms, Black Sea, June 15



Рис. 4. Зависимость альбедо океана от зенитного угла Солнца при различных скоростях ветра

Fig. 4. The relationship between ocean albedo and solar zenith angle at different wind speeds

только часть спектра, проявляющаяся в нем изменчивость биооптических характеристик влияет на значения A во всем интервале. Для проверки тезиса работы [11] о том, что вклад выходящего из воды излучения в альбедо (A_w) составляет 0,005 ± 0,0005, ограничимся расчетами в более узком спектральном диапазоне. Поскольку в ближнем ИК из-за высокого поглощения морской воды излучение из ее толщи не выходит, а излучение с длинами волн менее 300 нм практически не проходит через озоновый слой атмосферы, достаточно рассмотреть диапазон 300–1000 нм, вне которого гидрооптические характеристики не оказывают влияние на альбедо. Для расчета доли альбедо, сформированной водной толщей использовано следующее выражение:

$$A_{w} = \pi \frac{\int_{300}^{1000} R_{rs}(\lambda) E_{d}(\lambda) d\lambda}{\int_{300}^{1000} E_{d}(\lambda) d\lambda}.$$
(6)

Для случая вод первого типа при концентрации хлорофилла 1 мкг/л значение $A_w = 0,0054$, что полностью соответствует данным [11]. В случае же интенсивного кокколитофоридного цветения эта величина становится равной $A_w = 0,077$, что более чем в 14 раз выше соответствующего значения для отсутствия цветения. Именно эта компонента альбедо отвечает за показанные в таблице 1 расхождения. Такое различие хорошо согласуется с результатами работы [27], авторы которой моделировали влияние кокколитофоридного цветения на альбедо, задавая значения концентрации кальцита. Для модельных значений $X_{\rm J} = 0,75$ мкг/л, $\theta_0 = 45^\circ$, скорости ветра 5 м/с, 25 % облачности доля выходящего из воды излучения увеличивается с 0,4 % до 5,2 % при добавлении 300 мг CaCO₃–C м⁻³.

Полученный результат показывает важность учета связанных с изменчивостью структурных и количественных показателей фитопланктона гидрооптических характеристик при расчетах альбедо океана. Соответствующая поправка может быть сделана с использованием формулы (6) на основе стандартного продукта сканеров цвета океана о коэффициенте яркости моря $R_{rs}(\lambda)$. Важность такого учета связана с тем, что кокколитофоридные цветения регулярно занимают значительные площади в Мировом океане и продолжаются на временном интервале порядка месяца [14].

На рис. 5 представлена зависимость альбедо океана и пропускания атмосферы от оптической толщины аэрозольной компоненты для модели аэрозольных оптических свойств, представленной в разделе 2. Как можно видеть, увеличение оптической толщины в пределах от 0,05 до 0,3 приводит к сглаживанию угловой зависимости альбедо и несущественному (< 0,5 %) изменению среднего за день альбедо. Вместе с тем, изменение дневного потока поглощенной за сутки в толще морской воды радиации составляет около 5 %.

Дальнейшее развитие работы должно учитывать облачность. При этом важно выбрать наиболее точный источник данных о средней плотности и оптических характеристиках облаков. По-видимому, такой выбор представляет собой непростую задачу. В работе [28] показано, что даже годовой ход полушарно-осредненной облачности над океаном, определенный по различным спутниковым данным, наблюдениям, а также реанализам, может отличаться почти вдвое. Более простой задачей представляется анализ влияния различий биооптических характеристик морской воды на альбедо дневного безоблачного неба («Top of the Atmosphere Clear-sky Albedo»²), при расчете которого исключается вклад облаков, но учитывается влияние атмосферы.

Кроме того, многообещающим продолжением исследований является детальное рассмотрение областей, подверженных влиянию речного стока. Примером акватории, значительная площадь которой подвержена такому влиянию, может служить Карское море [29]. Ожидается, что на величину альбедо океана будут оказывать воздействие два противоположных фактора: рассеяние излучения взвешенными частицами будет стремиться увеличить его значения, а поглощение окрашенным растворенным органическим веществом — уменьшать. Пример воздействия этих факторов можно найти в табл. 1 работы [30], где приведены значения альбедо для вод различных рек.

5. Выводы

На основе численного решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-взволнованная поверхность-океан показана обусловленная влиянием фитопланктона изменчивость альбедо океана. Расчеты проводились в спектральном интервале 280–2800 нм, что соответствует достигающему поверхности Земли солнечному излучению, для случаев безоблачного неба при различных скоростях приводного ветра и пропускания атмосферы. Изменение концентрации хлорофилла от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям *A*, в то же время в случае интенсивного кокколитофоридного цветения альбедо океана может увеличиваться более чем втрое. Это не учитывается в широко используемом источнике данных об альбедо океана



Рис. 5. Зависимость альбедо океана (*слева*) и пропускания атмосферы (*справа*) от зенитного угла Солнца при различных значениях оптической толщины аэрозоля

Fig. 5. The relationship between ocean albedo (*left*) and atmospheric transmittance (*right*) as a function of solar zenith angle at different values of aerosol optical thickness

² https://ceres.larc.nasa.gov/resources/images/

[11]. Показано, что неточности определения *A* при больших зенитных углах солнца не приводят к заметным ошибкам в расчетах дневного потока поглощенной в толще морской воды радиации в летние месяцы как в Черном, так и в Баренцевом морях. Полученные результаты подтверждают важность учета биооптических характеристик при расчетах альбедо океана, в частности, в областях цветения кокколитофорид, для оценки роли которых в Баренцевом и Черном морях в дальнейшем планируется использовать материалы Атласа биооптических характеристик ИО РАН [14].

Финансирование

Гидрооптическое моделирование выполнено в рамках соглашения № 169-15-2023-002, анализ полученных результатов — в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2024-0015. Авторы благодарят чл.-корр. РАН С.К. Гулева за полезные обсуждения.

Funding

Hydro-optical modeling was conducted under agreement No. 169-15-2023-002, and the analysis of the results was performed as part of the state assignment of the IO RAS on the topic No. FMWE-2024-0015. The authors would like to thank Corresponding Member of the RAS S.K. Gulev for valuable discussions.

Литература

- 1. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. Киев: Наукова думка, 1983. 247 с.
- 2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 255 с.
- Brooks D.R., Harrison E.F., Minnis P. et al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance // Reviews of Geophysics. 1986. Vol. 24, N 2. P. 422–438. doi:10.1029/RG024i002p00422
- 4. *Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J.* et al. Changing state of the climate system // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2021. P. 287–422.
- 5. Богданов М.Б., Червяков М.Ю., Кошель А.А. Десятилетний ряд глобального распределения альбедо по данным ИСЗ «Метеор-М» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 2. С. 243–251. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-2-243-251
- 6. *Червяков М.Ю., Котума А.И., Спиряхина А.А.* Атлас альбедо по данным измерений отраженных потоков коротковолновой радиации, полученных с помощью гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 1. Саратов: Изд-во Сарат. Ун-та, 2017, 57 с. URL: http://elibrary.sgu.ru/uch_lit/1859.pdf (дата обращения: 30.03.2024).
- Rutan D., Rose F., Roman M. et al. Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2009. Vol. 27. 114(D8). doi:10.1029/2008JD010669
- Donohoe A., Battisti D.S. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo // Journal of Climate. 2011. Vol. 24, N 16. P. 4402–4418. doi:10.1175/2011JCLI3946.1
- Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И. и др. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. С. 109–126.
- 10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P.A. et al. NEMO Ocean engine. 2017. doi:10.5281/zenodo.6334656
- 11. *Payne R.E.* Albedo of the sea surface // Journal of Atmospheric Sciences. 1972. Vol. 29, N 5. P. 959–970. doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0959: AOTSS>2.0.CO;2
- 12. Jin Z., Charlock T.P., Smith Jr. W.L., Rutledge K. A parameterization of ocean surface albedo // Geophysical research letters. 2004. Vol. 31, N 22. doi:10.1029/2004GL021180
- 13. *Wei J., Ren T., Yang P.* et al. An improved ocean surface albedo computational scheme: Structure and Performance // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 126, N 8. doi:10.1029/2020JC016958
- 14. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В. и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. // Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН. Ответственный редактор д. ф.-м. н. О.В. Копелевич. Москва, 2018. 140 с. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (дата обращения: 30.03.2024).

- 15. *Глуховец Д.И., Шеберстов С.В.* Влияние первичных гидрооптических характеристик на альбедо океана // Труды XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод», Санкт-Петербург: ИО РАН, 2023. С. 64–69.
- 16. *Plass G.N., Kattawar G.W., Catchings, F.E.* Matrix operator theory of radiative transfer. 1: Rayleigh scattering // Applied Optics1973. Vol. 12. P. 314–329. doi:10.1364/AO.12.000314
- 17. *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. Vol. 8. 456. doi:10.3390/jmse8060456
- Gordon H.R., Castaño D.J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects // Applied Optics. 1989. Vol. 28. P. 1320–1326. doi:10.1364/AO.28.001320
- 19. HITRAN on the Web https://hitran.iao.ru/home.sim-theory.sp-function (дата обращения: 30.03.2024).
- Gordon H.R., Wang M., Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The Rayleigh-scattering component // Applied Optics. 1992. Vol. 32, P. 4247–4260. doi:10.1364/AO.31.004247
- 21. *Mobley C.D., Hedley J.D.* Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0Technical Documentation. Numerical Optics Ltd. 2021. Belmont House, 19 West Street Tiverton, EX16 8AA, UK 131 p.
- 22. *Morel A., Antoine D., and Gentili B.*, Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function 2002 // Applied Optics. Vol. 41. N 30. P. 6289–6306. doi:10.1364/AO.41.006289
- 23. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 208–234.
- 24. Segelstein D.J. The complex refractive index of water // Doctoral dissertation, University of Missouri-Kansas City. 1981.
- Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Applied Optics. 1988. Vol. 27. P. 2502–2509. doi:10.1364/AO.27.002502
- 26. *Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D. et al.* Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, N 9. 2219. doi:10.3390/rs15092219
- Tyrrel T., Holligan P.M., Mobley C. Optical impacts of oceaniccoccolithophore blooms // Journal Geophysical Research Oceans. 1999. V. 104. P. 3223–3241. doi:10.1029/1998JC900052
- 28. *Чернокульский А.В., Мохов И.И.* Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
- 29. *Glukhovets D.I., Goldin Yu.A.* Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // Oceanologia. 2020. Vol. 62, N 3. P. 364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
- McMahon A., Moore R.D. Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams // Hydrological Processes. 2017. Vol. 31, N 25. P. 4477–4491. doi:10.1002/hyp.11370

References

- 1. Timofeev N.A. Radiation regime of the oceans. Kiev: Naukova dumka; 1983. 247 p. (in Russian).
- 2. Budyko M.I. Heat balance of the earth's surface. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1956. 255 p. (in Russian).
- 3. Brooks D.R., Harrison E.F., Minnis P. et al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance. *Reviews of Geophysics*. 1986;24(2):422–438. doi:10.1029/RG024i002p00422
- Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J. et al. Changing state of the climate system. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press: 2021. 287–422 p.
- Bogdanov M.B., Chervyakov M. Yu., Koshel A.A. Ten-year series of global albedo distribution according to the Meteor-M satellite data. *Sovremennye Problemy Distancionnogo Zondirovanija Zemli iz Kosmosa*. 2022;19(2):243–251. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-2-243-251
- Chervyakov M. Yu., Kotuma A.I., Spiryakhina A.A. Atlas of albedo based on measurements of reflected shortwave radiation fluxes obtained using the hydrometeorological satellite Meteor-M No. 1. URL: http://elibrary.sgu.ru/uch_lit/1859. pdf (date of access: 30.03.2024) (in Russian).
- Rutan D., Rose F., Roman M. et al. Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2009;27:114(D8). doi:10.1029/2008JD010669
- Donohoe A., Battisti D.S. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo. *Journal of Climate*. 2011;24(16): 4402–4418. doi:10.1175/2011JCLI3946.1
- 9. Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I. et al. Estimation of volumetric absorption of solar radiation in the water column using satellite data. *Fundamental'nye Issledovanija Okeanov i Morej*. M.: Nauka; 2006. 109–126 p. (in Russian).

- 10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P.A. et al. NEMO Ocean engine. 2017. doi:10.5281/zenodo.6334656
- 11. Payne R.E. Albedo of the sea surface. *Journal of Atmospheric Sciences*. 1972;29(5):959–70. doi:10.1175/1520–0469(1972)029<0959: AOTSS>2.0.CO;2
- 12. Jin Z., Charlock T.P., Smith Jr. W.L., Rutledge K. A parameterization of ocean surface albedo. *Geophysical Research Letters*. 2004;31:22. doi:10.1029/2004GL021180
- 13. Wei J., Ren T., Yang P. et al. An improved ocean surface albedo computational scheme: Structure and Performance. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2021;126:8. doi:10.1029/2020JC016958
- 14. Kopelevich O.V., Sahling I.V., Vazyulya S.V. et al. Bio-optical characteristics of the seas washing the shores of the western half of Russia, according to satellite color scanner data from 1998–2017. Moscow: IO RAS; 2018. 140 p. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (date of access: 30.03.2024) (in Russian).
- Glukhovets D.I., Sheberstov S.V. Influence of primary hydro-optical characteristics on ocean albedo. Proceedings of X Anniversary All-Russia Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW'2019). Saint-Petersburg: JSC "Izd. "KHIMIZDAT"; 2019. P. 64–69 (in Russian).
- 16. Plass G.N., Kattawar G.W., Catchings, F.E. Matrix operator theory of radiative transfer. 1: Rayleigh scattering. *Applied Optics*. 1973;12:314–329. doi:10.1364/AO.12.000314
- 17. 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;8:456. doi:10.3390/jmse8060456
- Gordon H.R., Castaño D.J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects. *Applied Optics*. 1989;28:1320–1326. doi:10.1364/AO.28.001320
- 19. HITRAN on the Web https://hitran.iao.ru/home.sim-theory.sp-function (date of access: 30.03.2024).
- Gordon H.R., Wang M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*. 1992;32:4247–4260. doi:10.1364/AO.31.004247
- 21. Mobley C.D., Hedley J.D. Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0 Technical Documentation. Numerical Optics Ltd. 2021. Belmont House, 19 West Street Tiverton, EX16 8AA, UK 131 p.
- 22. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*. 2002;41(30):6289–6306. doi:10.1364/AO.41.006289
- 23. Kopelevich O.V. Low-parameter model of the optical properties of sea water. Optika Okeana. M.: Nauka; 1983. Vol. 1, P. 208–234.
- 24. Segelstein D.J. The complex refractive index of water. Doctoral dissertation. University of Missouri-Kansas City: 1981.
- Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*. 1988;27:2502–2509. doi:10.1364/AO.27.002502
- 26. Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D. et al. Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea. *Remote Sensing*. 2023;15(9):2219. doi:10.3390/rs15092219
- 27. Tyrrel T., Holligan P.M., Mobley C. Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms. *Journal Geophysical Research Oceans*. 1999;104:3223–3241. doi:10.1029/1998JC900052
- 28. Chernokulsky A.V, Mokhov I.I. Intercomparison of Global and Zonal Cloudiness Characteristics from Different Satellite and Ground6Based Data. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2010;3:12–29.
- 29. Glukhovets D.I., Goldin Yu.A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data. *Oceanologia*. 2020;62(3):364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
- 30. McMahon A., Moore R.D. Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams. *Hydrological Processes*. 2017;31(25):4477–4491. doi:10.1002/hyp.11370

Об авторах

- ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, доцент Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0001-5641-4227, Scopus AuthorID: 57193736311, SPIN-код (РИНЦ): 6755-2450, e-mail: glukhovets@ocean.ru
- ШЕБЕРСТОВ Сергей Валентинович, старший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-8489-2859, WoS ResearcherID: G-1566-2014, Scopus Author ID: 6602841753, SPIN-код (РИНЦ): 6493-8190, e-mail: sheberst@yandex.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-7

УДК 551.463.5

© В. И. Маньковский, Е. В. Маньковская*, 2024

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, ул. Капитанская, д. 2, г. Севастополь, Россия *emankovskaya@mail.ru

СПОСОБ ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ НИСХОДЯЩЕЙ ОБЛУЧЕННОСТИ ПО ПОКАЗАТЕЛЮ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА В ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Статья поступила в редакцию 29.03.2024, после доработки 06.09.2024, принята в печать 17.09.2024

Аннотация

Показатель вертикального ослабления дневного света является одной из гидрооптических характеристик, определяющих параметры светового поля в море. Знание величины показателя вертикального ослабления нисходящего излучения (или показателя диффузного ослабления) необходимо при определении важного биологического и экологического параметра водоемов — толщины эвфотического слоя. В статье описывается возможный метод оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по измерениям показателя ослабления направленного света на длине волны 525 нм для вод Чёрного моря, которые характеризуются повышенным содержанием растворенного органического вещества и относятся ко II типу вод (по классификации Мореля). В методе используются эмпирические формулы, устанавливающие взаимосвязь между показателями ослабления направленного и диффузно рассеянного света. В работе приводятся примеры применения метода, показавшие достаточно высокую корреляцию (R = 0,85) между величинами показателя вертикального ослабления, определенными по измерениям *in situ* подводной облученности фотометром и рассчитанными по измерениям *in situ* показателя ослабления направленного света прозрачномером. Среднеквадратическое отклонение рассчитанных величин от измеренных составляет 0,008 м⁻¹, максимальное отклонение — 0,023 м⁻¹.

Ключевые слова: подводная облученность, показатель вертикального ослабления нисходящей облученности, показатель диффузного ослабления, показатель ослабления направленного света, Чёрное море, толщина фотического слоя

UDC 551.463.5

© V. I. Mankovsky, E. V. Mankovskaya*, 2024

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol. Russia *emankovskaya@mail.ru

METHOD FOR ESTIMATING THE DIFFUSE ATTENUATION COEFFICIENT FROM THE BEAM ATTENUATION COEFFICIENT IN THE WATERS OF THE BLACK SEA

Received 29.03.2024, Revised 06.09.2024, Accepted 17.09.2024

Abstract

The vertical attenuation coefficient of downward irradiance is one of the hydro-optical characteristics that determine the parameters of the light field in the sea. Information from the vertical attenuation coefficient of downward irradiance (or the diffuse attenuation coefficient) is necessary when determining an important biological and ecological parameter of water basin — the thickness of the euphotic layer. A possible method for estimating the vertical attenuation coefficient of downward irradiance (or the diffuse attenuation coefficient) from measurements of the beam attenuation coefficient at a wavelength of 525 nm for the Black Sea waters is described. The Black Sea waters are characterized by an increased content of dissolved organic matter and belong to type II waters (according to the Morel classification). Examples of the application of the method are given, which showed a quite high correlation (R = 0.85) between the values of the vertical attenuation coefficient of downward irradiance determined from *in*

Ссылка для цитирования: *Маньковский В.И., Маньковская Е.В.* Способ оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по показателю ослабления света в водах Черного моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 84–90. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-7

For citation: Mankovsky V.I., Mankovskaya E.V. Method for Estimating the Diffuse Attenuation Coefficient from the Beam Attenuation Coefficient in the Waters of the Black Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):84–90. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-7

Способ оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по показателю ослабления света... Method for estimating the diffuse attenuation coefficient from the beam attenuation coefficient...

situ measurements of underwater irradiance with a photometer and calculated from *in situ* measurements of the beam attenuation coefficient with a transparency meter. The standard deviation of the calculated values from the measured ones is 0.008 m^{-1} , the maximum deviation is 0.023 m^{-1} .

Keywords: underwater irradiation, vertical attenuation coefficient of downward irradiance, diffuse attenuation coefficient, beam attenuation coefficient, Black Sea, photic depth

1. Введение

Показатель вертикального ослабления дневного света является одной из гидрооптических характеристик, определяющих параметры светового поля в море. Существует два потока солнечного излучения восходящий и нисходящий, изменяющиеся с глубиной. Они зависят от оптических свойств морской среды, её рассеивающих и поглощающих свойств [1]. Наибольший интерес, особенно с точки зрения биологии, представляет показатель вертикального ослабления нисходящего излучения K_d (или показатель диффузного ослабления) на разных глубинах. В частности, знание величины K_d необходимо при определении важного биологического и экологического параметра водоемов — толщины эвфотического слоя.

Показатель K_d зависит от длины волны, поскольку его величина определяется значениями показателей поглощения и рассеяния, которые в свою очередь являются спектральными. Для расчета K_d используется экспоненциальный закон ослабления с глубиной спектральных величин подводной облученности сверху $E_d(z)$:

$$E_{d}(z) = E_{0} \exp\left[-\int_{0}^{z} K_{d}(z')dz'\right],$$
(1)

где длина волны λ опущена, но подразумевается [2].

В случае дискретных измерений фотометром на разных глубинах (z_1 и z_2) облученности нисходящим потоком дневного света $E_d(z)$ величину K_d определяют по формуле:

$$K_d(z) = \ln \left[E_d(z_1) / E_d(z_2) \right] / (z_2 - z_1); z = (z_2 + z_1) / 2.$$
(2)

Толщину эвфотического слоя $H_{\rm эвф}$ оценивают по глубине, на которой облученность в области ФАР (фотосинтетически активная радиация в диапазоне 400—700 нм) еще достаточна для производства первичной продукции. Считается, что это происходит на глубине, где уровень облученности составляет 0,01 от облученности моря на глубине z = 0 м. Согласно этому условию, величина $H_{\rm эвф}$ определяется из (1) по формуле:

$$H_{\rm SBO} = 4, 6/K_d. \tag{3}$$

При проведении измерений вертикального распределения облученности необходимо соблюдать ряд условий [3]. Измерения желательно проводить при отсутствии волнения, так как при его наличии в верхних слоях моря создаются большие флуктуации освещенности на фотоприемнике за счет фокусирующего действия волн. Для уменьшения ошибки измерений приходится проводить многократные измерения и использовать в вычислениях среднее значение $E_d(z)$ на данной глубине. Для учета изменения освещенности моря во время измерений необходимо ее регистрировать палубным фотометром, на показания которого при обработке результатов измерений нормируют показания подводного фотометра. В темное время суток измерения совсем невозможны.

При отсутствии специального фотометра для измерения K_d иногда его величину оценивают по эмпирическим связям с другими гидрооптическими характеристиками, например, с глубиной видимости белого диска [4–6]. В работе [7] предлагается алгоритм расчета толщины фотического слоя по *in situ* измерениям вертикальных профилей показателя ослабления направленного света для вод первого типа (Case 1).

В настоящей работе рассматривается возможный метод оценки показателя вертикального ослабления нисходящего излучения *Kd* по величине показателя ослабления направленного света водой ε , измеренного с помощью прозрачномера (длина волны $\lambda = 525$ нм) для вод Чёрного моря. На результаты измерений ε с помощью прозрачномера волнение и изменяющееся освещение моря не влияют. Длина волны $\lambda = 525$ нм соответствует так называемому «спектральному окну прозрачности» вод Чёрного моря. Величина *Kd* достигает минимального значения в данной спектральной области и имеет максимальный коэффициент корреляции с облученностью в области ФАР [8, 9].

2. Метод

Ослабление дневного света в море происходит за счёт двух факторов: поглощения и рассеяния света, характеризующимися показателями поглощения к и рассеяния назад σ^{\uparrow} :

$$K_d \sim \kappa + \sigma \uparrow. \tag{4}$$

В работе [10] установлено, что при освещении моря высокостоящим солнцем и безоблачной погоде, величину K_d в средней части видимого спектра на 81 ± 8 % составляет показатель поглощения к. То есть, зная показатель поглощения, можно оценить показатель вертикального ослабления (среднее, максимальное и минимальное значения) по формулам:

$$\langle K_d(\lambda) \rangle = 1,235\kappa;$$

$$K_d(\lambda)_{\max} = 1,370\kappa;$$

$$K_d(\lambda)_{\min} = 1,124\kappa.$$
(5)

В работе [11] для вод Черного моря установлена связь показателя поглощения с показателем ослабления направленного света на длине волны λ = 525 нм:

$$\kappa(525) = 0.064\epsilon(525) + 0.058. \tag{6}$$

Это дает возможность оценивать показатель вертикального ослабления дневного света по показателю ослабления направленного света. Из формул (5) и (6) получаем формулы для среднего значения $\langle K_d(525) \rangle$ и формулы для $K_d(525)_{\text{max}}$ и $K_d(525)_{\text{min}}$:

$$\langle K_d(525) \rangle = 0,079\varepsilon(525) + 0,072;$$

$$K_d(525)_{\text{max}} = 0,088\varepsilon(525) + 0,079;$$

$$K_d(525)_{\text{min}} = 0,072\varepsilon(525) + 0,065.$$
(7)

Следует отметить, что предлагаемый метод не применим для случаев наличия большого количества частиц мелкой взвеси, вызывающих значительное возрастание величины показателя рассеяния назад, как, например, при цветении кокколитофорид.

По величине показателя вертикального ослабления нисходящего излучения $K_d(525)$ можно восстановить спектральные значения $K_d(\lambda)$ на других длинах волн видимого спектра как показано в работах [12, 13].

3. Проверка метода

В 41-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (апрель 1993 г.) в Черном море были проведены измерения подводной облучённости (на дискретных глубинах через каждые 5 м) на длине волны 525 нм фотометром [14], по которым были рассчитаны показатели вертикального ослабления нисходящего излучения K_d (525).

Одновременно с измерениями подводной облученности фотометром проводились измерения показателя ослабления направленного света водой практически на той же длине волны (λ = 527 нм) прозрачномером [15]. Во время наблюдений была легкая облачность верхнего яруса. Высота солнца составляла 40–45°.

В 103-й экспедиции НИС «Профессор Водяницкий» по Черному морю (28.08–18.09.2018) также выполнялись измерения подводной облучённости фотометром, разработанным в отделе оптики и биофизики моря Морского гидрофизического института [16]. Прибор имеет семь спектральных каналов, один из которых с длиной волны $\lambda = 510$ нм (наиболее близкое значение к $\lambda = 525$ нм). Данные подводной облученности получены на трех станциях в дневное время. Параллельно на этих станциях проводились измерения показателя ослабления направленного света на четырех длинах волн прозрачномером [17]. Для расчета K_d по формуле (7) использовано значение показателя ослабления света на длине волны $\lambda = 520$ нм.

Полигон измерений в 41-м рейсе (1993 г.) охватывал глубоководную северную часть Черного моря и восточную часть северо-западного шельфа. Станции 103-го рейса (2018 г.) располагались в той же области: одна на северо-западном шельфе, вторая и третья — в глубоководной части моря (рис. 1).

На рис. 2 показано сравнение величин K_d в слое 5–15 м, рассчитанных по измерениям подводной облученности фотометром, и рассчитанных по формуле (7) по показателям ослабления направленного света, измеренных прозрачномером. Коэффициент корреляции R = 0.85. Среднеквадратическое отклонение рассчитанных величин от измеренных составило 0.008 м^{-1} , максимальное отклонение — 0.023 м^{-1} .

Следует отметить, что «выпадающая» точка на графике получена по данным измерений 30.08.2018 на станции St.16, которая находилась в зоне действия антициклонического мезомасштабного вихря (Севастопольский антициклон). Характерной оптической чертой антициклонических вихрей является высокая прозрачность их вод [18]. Значения показателя ослабления света на станции St.16 в 1,2...1,3 раза ниже, чем на двух других станциях, где выполнялись измерения фотометром и прозрачномером. Способ оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по показателю ослабления света... Method for estimating the diffuse attenuation coefficient from the beam attenuation coefficient...



Puc. 1. Расположение станций в экспедициях 1993 г. (желтые точки) и 2018 г. (красные точки)Fig. 1. Station locations in the 1993 (yellow dots) and 2018 (red dots) expeditions



Рис. 2. Сравнение величин *K_d* (слой 5–15 м), определенных по измерениям фотометром и рассчитанных по измерениям показателя ослабления направленного света прозрачномером. Черные круги — 41-й рейс, красные — 103-й рейс. Тонкая линия — корреляционная связь

Fig. 2. Comparison of K_d values (layer 5–15 m), determined from photometer measurements and calculated from measurements of the beam attenuation coefficient with a transparency meter. The black circles are the 41st cruise, the red ones are the 103rd cruise. The thin line is a correlation

4. Заключение

Знание величины показателя вертикального ослабления нисходящего излучения K_d (или показателя диффузного ослабления) на разных глубинах является необходимым для определения толщины эвфотического слоя водоема. Это важный биологический и экологический параметр, поскольку именно в эвфотическом слое моря происходит поглощение фитопланктоном солнечной радиации и, как результат, производство им первичной продукции. Непосредственное измерение величины K_d представляет собой определенные сложности и требует соблюдения ряда условий. Поэтому существуют методы оценки показателя вертикального ослабления нисходящего излучения K_d по эмпирическим связям с другими гидрооптическими характеристиками.

В настоящей работе рассмотрен аналогичный подход, в котором используются величины, полученные более простым измерительным прибором — прозрачномером, результаты измерений которого менее зависимы от внешних условий (волнения, освещения). Предложен метод оценки показателя вертикального ослабления нисходящего излучения K_d по величине показателя ослабления направленного света водой ε , измеренного с помощью прозрачномера (длина волны $\lambda = 525$ нм) для вод Чёрного моря. Используемая в методе длина волны соответствует минимуму в спектральном распределении показателя вертикального ослабления дневного света. Это обусловлено тем, что воды Чёрного моря характеризуются повышенным содержанием растворенного органического вещества и относятся ко II типу вод (по классификации Мореля). По величине $K_d(525)$ можно восстановить полное спектральное распределение величин $K_d(\lambda)$ в видимом диапазоне спектра (350–700 нм). Метод имеет ограничения для случаев, когда в водах наблюдается большое количество частиц мелкой взвеси (например, кокколитофоридные цветения).

Примеры применения метода рассмотрены для двух экспедиций (апрель 1993 г. и август-сентябрь 2018 г.), в которых выполнялись одновременные измерения подводной облучённости и показателя ослабления направленного света. Между величинами K_d , определенными по измерениям фотометром и рассчитанными по измерениям показателя ослабления направленного света прозрачномером имеется достаточно высокая корреляция (R = 0.85). Среднеквадратическое отклонение рассчитанных величин от измеренных составляет 0,008 м⁻¹, максимальное отклонение — 0,023 м⁻¹.

Предложенный метод, можно использовать для получения величин показателя вертикального ослабления нисходящего излучения K_d в тех случаях, когда его измерения не проводились, но выполнялись измерения показателя ослабления света. Это может быть особенно полезно для накопленных массивов исторических данных.

Благодарности

Выражаем благодарность сотруднику отдела оптики и биофизики моря МГИ РАН Латушкину А.А. за выполнение оптических измерений в 103-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» и предоставление их результатов для исследования.

Acknowledgements

We express our gratitude to A.A. Latushkin of the Department of Optics and Marine Biophysics, MGI RAS, for performing optical measurements during the 103rd cruise of the R/V "Professor Vodyanitsky" and providing their results for the study.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по темам FNNN-2024-0012 «Оперативная океанология» и № FNNN-2024-0016 «Прибрежные исследования». Использованы данные, полученные в 103-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»).

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment under the themes No. FNNN-2024-0012 "Operational Oceanology" and No. FNNN-2024-0016 "Coastal Research". The data obtained during the 103rd cruise of the R/V "Professor Vodyanitsky" (Collective Use Center "R/V Professor Vodyanitsky" FGBUN FIC "A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas RAS") were used.

Способ оценки показателя вертикального ослабления нисходящей облученности по показателю ослабления света... Method for estimating the diffuse attenuation coefficient from the beam attenuation coefficient...

Литература

- 1. Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 246 с.
- 2. *Вазюля С.В., Копелевич О.В.* Сравнительные оценки баланса фотосинтетически активной радиации в Баренцевом, Белом, Карском и Чёрном морях по данным судовых и спутниковых измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. Т. 5. № 4. С. 47–53.
- 3. *Козлянинов М.В.* Руководство по гидрооптическим измерениям в море // Труды ИО АН СССР. 1961. Т. 47. С. 37-79.
- 4. *Kullenberg G.* Relationships between Optical Parameters in Different Oceanic Areas // Stud. phys. oceanogr. / Papers dedicated to professor Nils G. Jerlov in commemoration of this seventieth birthday. Report Nr. 42. Copenhagen: Kobenhavns Universitet, July 1980. P. 57–79.
- 5. Pilgrim D.A. The Secchi Disk in principles and in use // Hydrographic Journal. 1984. № 33. P. 25–30.
- 6. *Маньковский В.И*. Связь показателя вертикального ослабления дневного света с глубиной видимости белого диска // Океанология. 2014. № 1. С. 38–43. doi:10.7868/S0030157414010080
- 7. Латушкин А.А., Салюк П.А., Суслин В.В., Мартынов О.В. Региональный алгоритм расчета толщины фотического слоя из вертикального профиля показателя ослабления направленного света на примере северо-западной части моря Уэдделла // Океанология. 2023. Т. 63, № 4. С. 628–633. doi:10.31857/S0030157423040081
- 8. *Маньковский В.И., Соловьев М.В., Маньковская Е.В.* Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. С. 41–42.
- 9. *Суслин В.В., Чурилова Т.Я.* Упрощенный метод расчета спектрального диффузного коэффициента ослабления света в верхнем слое Черного моря на основе спутниковых данных // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2010. № 22. С. 47–60.
- 10. *Иванов А.П., Шемшура В.Е.* Метод оценки величины показателя поглощения света водой // Морские гидрофизические исследования. 1973. № 1(60). С. 110–118.
- 11. *Маньковский В.И.* Исследование связи показателя поглощения с показателем ослабления направленного света в водах Черного моря // Труды VIII Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб.: 2015. С. 118–120.
- 12. *Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I.* et al. New instrument for measuring surface and underwater irradiances // Proceedings of IV International Conference "Current problems in Optics of Natural Waters" (ONW'2007). Nizhny Novgorod: Institute of Applied Physics, September 11–15. 2007. 271–275.
- 13. *Маньковский В.И.* Метод определения спектральных величин подводной квантовой облученности в области фотосинтетически активной радиации по глубине видимости белого диска // Морской гидрофизический журнал. 1999. № 3. С. 84–88.
- 14. *Вайнерман Б.А., Неуймин Г.Г.* Прибор для измерения подводной облученности // Экспериментальные методы исследования океана. Севастополь: МГИ АН УССР, 1978. С. 144–150.
- 15. *Маньковский В.И.* Спектральный лабораторный прозрачномер с переменной базой // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ, 2012. С. 56–60.
- Ли М.Е., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В. Измерения спектральных свойств вертикального распределения горизонтальной облученности // Труды VIII Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб., 2015. С. 271–276.
- 17. *Латушкин А.А*. Многоканальный измеритель коэффициента ослабления света для проведения океанографических подспутниковых исследований // Управление и мехатронные системы. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2013. С. 231–236.
- 18. *Маньковский В.И., Маньковская Е.В.* Оптические аномалии в Севастопольском антициклоническом вихре // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 1. С. 48–53. doi:10.22449/2413-5577-2019-1-48-53

References

- 1. Yerlov N.G. Marine Optics. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1980. 246 p. (in Russian).
- Vasulia S.V., Kopelevich O.V. Comparative Estimates of the Budget of Photosynthetic Available Radiation (PAR) in the Barents, White, Kara and Black Seas Derived From in situ and Satellite Data. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2012;5(4):47–53 (in Russian).
- 3. Kozlyaninov M.V. Hydrooptical Sea Measurement Guidance. Proceedings of IO AS USSR. 1961;47:37–79 (in Russian).
- 4. Kullenberg G. Relationships between Optical Parameters in Different Oceanic Areas. *Studies in Physical Oceanography:* papers dedicated to professor Nils G. Jerlov in commemoration of this seventieth birthday. Copenhagen, Kobenhavns Universitet, Institut for Fysisk Oceanografi, 1980, Report No. 42, 57–79.

- 5. Pilgrim D.A. The Secchi Disk in principles and in use. *Hydrographic Journal*. 1984;33:25-30.
- 6. Mankovsky V.I. Relation between the diffuse attenuation coefficient and the Secchi depth. *Oceanology*. 2014;54:32–37. doi:10.1134/S0001437014010081
- Latushkin A.A., Salyuk P.A., Suslin V.V., Martynov O.V. A Regional Algorithm for Calculating the Thickness of the Photic Zone from the Vertical Profile of the Beam Attenuation Coefficient with a Case Study of the Northwestern Weddell Sea. *Oceanology*. 2023;63:545–549. doi:10.1134/S0001437023040082
- 8. Mankovsky V.I., Solov'iev M.V., Mankovskaya E.V. *Hydrooptical Properties of the Black Sea. Handbook*. Sevastopol: MHI NAS of Ukraine;2009. P. 41–42 (in Russian).
- 9. Suslin V.V., Churilova T. Ya. Simplified Method of Calculation of Spectral Diffuse Beam Attenuation Coefficient in the Black Sea Upper Layer on the Basis of Satellite Data. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones and Comprehensive Use of Shelf Resources*. 2010;22:47–60 (in Russian).
- 10. Ivanov A.P., Shemshura V.E. Assessment method of light absorption by water. *Morskie Gidrofizicheskie Issledovaniya*. 1973, 1(60), 110–118 (in Russian).
- Mankovsky V.I. Investigation of connection between absorption coefficient and beam attenuation coefficient in Black Sea waters. *Proceedings of VIII International Conference "Current Problems in Optics of Natural Waters*", September 8–12, 2015, *St. Petersburg*, 118–120.
- 12. Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I. et al. New instrument for measuring surface and underwater irradiances. *Proceedings of IV International Conference "Current problems in Optics of Natural Waters" (ONW'2007). Nizhny Novgorod, Institute of Applied Physics*, September 11–15, 2007:271–275.
- 13. Man'kovsky V.I. Method for the evaluation of the spectral values of underwater quantum irradiance within the band of photosynthetically active radiation according to the depth of visibility of a Secchi disk. *Physical Oceanography*. 2001;11:299–304. doi:10.1007/BF02508876
- 14. Vainerman B.A., Neuimin G.G. Instrument for measuring of underwater irradiance. *Experimentalnye metody issledo*vaniya okeana. Sevastopol, MHI, 1978:144–150 (in Russian).
- 15. Mankovsky V.I. Spectral laboratory transparencymeter with variable base. *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy. Sevastopol, MHI NAS of Ukraine*, 2012:56–60 (in Russian).
- Lee M.E., Shybanov E.B., Martynov O.V. The measurements of the spectral properties of the vertical distribution of horizontal irradiance. *Proceedings of VIII International Conference "Current problems in Optics of Natural Waters"* (ONW'2015). St. Petersburg, September 6–10. 2015:271–275 (in Russian).
- 17. Latushkin A.A. Multi-channel light attenuation meter for oceanographic sub-satellite studies. *Upravlenie i Mekhanotron*nye Sistemy. Sevastopol, MHI NAS of Ukraine, 2013:231–236 (in Russian).
- 18. Mankovsky V.I. Mankovskaya E.V. Optical Anomalies in the Sevastopol Anticyclonic Eddy. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2019;1:48–53. doi:10.22449/2413-5577-2019-1-48-53 (in Russian).

Об авторах

- МАНЬКОВСКИЙ Виктор Иванович, старший научный сотрудник отдела оптики и биофизики моря ФГБУН ФИЦ МГИ, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-4272-2218, Scopus AuthorID: 6506047768, WoS ResearcherID: I-5460-2015, SPIN-код (РИНЦ): 1281-6327
- МАНЬКОВСКАЯ Екатерина Викторовна, старший научный сотрудник отдела гидрофизики шельфа ФГБУН ФИЦ МГИ, кандидат технических наук, ORCID: 0000-0002-4086-1687, Scopus AuthorID: 57192647961, WoS ResearcherID: AAB-5303-2019, SPIN-код (РИНЦ): 2453-9943, e-mail: emankovskaya@mhi-ras.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-8

УДК 551.468

© Д. Н. Дерягин^{*1,2}, С. В. Вазюля¹, Д. И. Глуховец^{1,2}, 2024 ¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия ²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), 141701, Институтский пер., 9, г. Долгопрудный, Московская область, Россия *dmitriy.deryagin@phystech.edu

ВЛИЯНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В КАРСКОМ МОРЕ НА ТОЧНОСТЬ ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-А БИООПТИЧЕСКИМИ АЛГОРИТМАМИ

Статья поступила в редакцию 15.04.2024, после доработки 24.09.2024, принята в печать 25.09.2024

Аннотация

Представлены результаты настройки гидрооптической модели в программе HydroLight для трёх станций в Карском море, выбранных внутри, на границе и вне поверхностного опреснённого слоя, отличающихся различными вертикальными распределениями значений биооптических характеристик. Выбранные распределения типичны для областей Карского моря, находящихся под влиянием речного стока. Модель с хорошей точностью (средняя относительная ошибка менее 10 %) воспроизводит измеренные в экспедициях спектры коэффициента яркости моря, вертикальные профили показателя ослабления света морской водой и фотосинтетически активной радиации. Полученные результаты позволили провести оценку точности различных алгоритмов определения концентрации хлорофилла-а в интервале значений, характерных для акватории Карского моря. С той же целью выполнены аналогичные расчеты для различных значений показателя поглощения окрашенным растворенным органическим веществом. Показано, что региональный алгоритм ИО РАН позволяет проводить оценку величин концентрации хлорофилла-а в области значений, превышающих 0,5 мг/м³, с существенно меньшей относительной ошибкой (менее 50 %), чем полуаналитический алгоритм GIOP (более 100 %). При этом вариации показателя поглощения желтого вещества оказывают существенно меньшее воздействие на результаты регионального алгоритма. Значительное влияние начального приближения значений концентрации хлорофилла-а на результаты работы полуаналитического алгоритма GIOP делает его непригодным для использования в области влияния речного стока в Карском море. Реализован численный метод определения толщины слоя, формирующего 90 % яркости выходящего из воды излучения, что в дальнейшем позволит более детально оценивать влияние параметров поверхностного слоя на точность оценки концентрации хлорофилла-а в Карском море по данным спутниковых сканеров цвета.

Ключевые слова: коэффициент яркости моря, региональные биооптические алгоритмы, концентрация хлорофилла-*a*, показатель поглощения OPOB, HydroLight, Kapckoe море

UDC 551.468

© D. N. Deryagin^{*1,2}, S. V. Vazyulya¹, D. I. Glukhovets^{1,2}, 2024

¹Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, 117997, Nakhimovsky pr., 36, Moscow, Russia ²Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 141701, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow region, Russia

*dmitriy.deryagin@phystech.edu

INFLUENCE OF THE KARA SEA SURFACE LAYER PARAMETERS ON THE ACCURACY OF CHLOROPHYLL-A CONCENTRATION ESTIMATION BY THE BIO-OPTICAL ALGORITHMS

Received 15.04.2024, Revised 24.09.2024, Accepted 25.09.2024

Abstract

The results of the hydro-optical model setup in the HydroLight software for three stations in the Kara Sea characterized by different vertical distributions of the values of bio-optical properties are presented. The selected distributions are typical for the areas of the Kara Sea influenced by the river runoff. The stations are located inside, outside and at the boundary of the surface

Ссылка для цитирования: Дерягин Д.Н., Вазюля С.В., Глуховец Д.И. Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-а биооптическими алгоритмами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 16, № 3. С. 91–101. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-8

For citation: Deryagin D.N., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I. Influence of the Kara Sea Surface Layer Parameters on the Accuracy of Chlorophyll-a Concentration Estimation by the Bio-optical Algorithms. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;16(3):91–101. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-8

desalinated layer. The model reproduces the spectra of remote sensing reflectance, vertical profiles of light attenuation coefficient of sea water and photosynthetically available radiation measured in expeditions with good accuracy (average relative error less than 10 %). The results obtained made it possible to evaluate the accuracy of different algorithms for determining chlorophyll-a concentration in the range of values typical for the Kara Sea. For the same purpose, similar calculations were performed for different values of the absorption coefficient of colored dissolved organic matter. It is shown that the IO RAS regional algorithm allows estimation of chlorophyll-a concentration in the range of values exceeding 0.5 mg/m³ with a significantly smaller relative error (less than 50 %) than the semi-analytical GIOP algorithm (more than 100 %). At the same time, variations in the yellow matter absorption coefficient have a significantly smaller impact on the results of the regional algorithm. The significant influence of the initial approximation of chlorophyll-a concentration values on the results of the semi-analytical GIOP algorithm makes it unsuitable for use in the area of influence of river runoff in the Kara Sea. A numerical method for determining the thickness of the layer forming 90 % of the water-leaving radiance was implemented, which will allow a more detailed assessment of the influence of surface layer parameters on the accuracy of chlorophyll-a concentration estimation in the Kara Sea based on satellite ocean color data in the future.

Keywords: remote sensing reflectance, regional bio-optical algorithms, chlorophyll-*a* concentration, CDOM absorption coefficient, HydroLight, Kara Sea

1. Введение

Концентрация хлорофилла-а — важнейший параметр, характеризующий биомассу фитопланктона и использующийся для расчета первичной продукции океанов и морей, а также экологического мониторинга морских экосистем [1] и внутренних водных объектов. Оценка концентрации хлорофилла-а (Хл-а) в больших пространственных и временных масштабах может достигаться при помощи данных спутниковых сканеров цвета с использованием биооптических алгоритмов¹. На точность этих алгоритмов значительное влияние могут оказывать региональные особенности исследуемых акваторий. Один из ярких примеров влияние поверхностного опресненного речным стоком слоя в Карском море, приводящее к завышению оценок Хл-а при использовании стандартных алгоритмов в разы [2, 3]. Причина этого состоит в том, что речные воды насыщены окрашенным растворенным органическим веществом (ОРОВ), поглощение света которым относится стандартными эмпирическими алгоритмами к поглощению хлорофиллом-а. Для получения более точных оценок Хл-а по спутниковым данным разрабатываются и используются региональные алгоритмы [4–6]. Различные факторы, в первую очередь, объем речного стока и ветер, оказывают влияние на характеристики поверхностного опресненного слоя, как пространственные — площадь и толщину [7–9], так и гидрооптические [8, 10]. Очевидно, что это влияние должно отразиться на точности оценок биооптических характеристик поверхностного слоя морской воды, выполняемых по данным спутниковых сканеров цвета. Целью исследования является анализ влияния биооптических характеристик поверхностного слоя Карского моря на точность оценки концентрации хлорофилла-а с помощью алгоритмов, широко используемых для обработки данных спутниковых сканеров цвета.

2. Материалы и методы

2.1. Данные судовых измерений

В работе используются данные комплексных гидрооптических измерений на трёх станциях, выполненных в Карском море и отличающихся различной структурой вертикальной стратификации биооптических характеристик. Станции 6240 (75,33° с. ш., 72,58° в. д.) и 6241 (74,66° с. ш., 72,83° в. д.) выполнены на разрезе от северной оконечности Новой Земли до устья Оби в 76-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море 14 июля 2019 года. Станция 7440 выполнена 10 сентября 2022 г. (71,96° с. ш., 67,44° в. д.) в ходе первого этапа 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море [11]. На всех станциях измерены спектральные показатели поглощения света компонентами морской воды, вертикальный профиль показателя ослабления света морской водой, а также величины концентрации хлорофилла-*а*. Станция 6240 находилась на границе распространения пресноводного стока (солёность вод поверхностного слоя составляла 24 ЕПС), станция 6241 — в поверхностном опреснённом слое (ПОС) с солёностью 7 ЕПС. Согласно работе [7] пороговым значением определения ПОС является солёность 25 ЕПС. Если рассматривать в качестве критерия границы ПОС значение показателя поглощения ОРОВ в поверхностном слое $a_g(443) = 0,3 m^{-1}$, то согласно результатам прямых измерений этой величины обе станции также находятся внутри опресненного слоя: $a_g(443) = 0,7 m^{-1} и 3,7 m^{-1}$ для станций 6240 и 6241 соответственно.

¹ https://oceancolor.gsfc.nasa.gov (дата обращения: 15.03.2024)

Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-*a* биооптическими... Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-*a* concentration estimation by the bio-optical...

Станция 7440, выполненная в Байдарацкой губе вблизи полуострова Ямал, находится на удалении от ПОС. Это подтверждается данными как гидрологических, так и гидрооптических измерений: значение солёности составлило 31 ЕПС, $a_g(443) - 0,2 \text{ m}^{-1}$. Однако станция расположена в области материкового стока Приямальского шельфа, на ней отмечаются повышенные значения спектрального показателя поглощения взвешенным веществом и малая концентрация хлорофилла-*а* на поверхности и в толще. Поэтому станцию 7440 следует относить к второму типу вод, где нельзя параметризовать первичные гидрооптические характеристики при помощи концентрации Хл-*а*.

Для создания моделей гидрооптических характеристик на станциях использованы результаты измерений Хл-*а* на горизонтах, выбранных по данным зондирования показателя ослабления света морской водой. Для этих же глубин при помощи интегрирующей сферы ICAM [12, 13] определены спектральные показатели поглощения OPOB и взвеси (a_g и a_p). Кроме того, использовались измеренные автономным прозрачномером ПУМ-200 [14] профили показателя ослабления *c*(530) на длине волны 530 нм. Валидация модели на станциях 7440 и 6240 проводилась по спектрам коэффициента яркости моря (R_{rs}), полученным с помощью плавающего спектрорадиометра ПРО-1 [15]. Также для проверки корректности работы модели для станции 6241, где отсутствовали измерения R_{rs} по причине малого угла солнца над горизонтом (около 10°), использован вертикальный профиль фотосинтетически активной радиации (ФАР), измеренный погружным датчиком Li-COR.

2.2. Настройка гидрооптической модели

Программа HydroLight (HL) [16] позволяет рассчитать параметры световых полей в толще морской воды и над поверхностью, путём численного решения уравнения переноса излучения. При моделировании мы использовали модель для вод 2 оптического типа [17], в которой для 4 компонентов — чистой воды, фитопланктона, OPOB и нефитопланктонной взвеси были определены соответствующие им первичные гидрооптические характеристики. Поглощение и рассеяние чистой морской водой в HL задаются стандартным образом [18, 19]. Параметры моделей в программе HL для станций 7440 и 6240 были подобраны так, чтобы моделируемые спектр R_{rs} и профиль c(530) соответствовали измеренных. Для станции 6241 параметры подбирались исходя из соответствия моделируемых и измеренных профилей c(530) и ФАР.

Оптические свойства фитопланктонной взвеси параметризованы с помощью Хл-*а*. Параметры поглощения для всех станций определены с использованием стандартных моделей, доступных в HydroLight [16]. По данным натурных измерений для станции 7440, на поверхности и глубине 13 метров величины Хл-*а* равны 0,4 мг/м³. Учитывая это и однородный профиль c(530) в слое 0-13 м (рис. 1), модельное значение Хл-*а* принято постоянным для всех глубин. Такое упрощение применимо для моделирования коэффициента яркости при относительно высоких значениях поглощения, поскольку вклад слоя воды ниже 13 метров в яркость выходящего из воды излучения незначителен (см. раздел 4.1). На станциях 6240 и 6241 Хл-*а* меняется значительно на различных горизонтах (от 0,2 до 3,6 мг/м³). Для определения профиля Хл-*а* на этих станциях использованы измерения на горизонтах и профили флуоресценции. При помощи полученной корреляции для Хл-*а* и значений флуоресценции был восстановлен профиль Хл-*а* для этих станций.

Стандартные модели поглощения фитопланктоном в HL разработаны для вод первого типа, без учёта особенностей фитопланктона в арктическом регионе [16]. Поэтому для станции 7440 был опробован другой способ моделирования гидрооптических характеристик фитопланктона. Во втором варианте модели в программе HydroLight поглощение фитопланктонной взвесью определялось при помощи спектра удельного поглощения $a_{\rm p}^*(\lambda)$:

$$a_{\rm p}^{*}(\lambda) = a_{\rm p}(\lambda) / X_{\rm J} - a, \tag{1}$$

где спектр поглощения взвесью $a_p(\lambda)$ был получен в результате измерений интегрирующей сферы ICAM. Такой вариант модели на рис. 1 и далее в тексте обозначен как HL_ICAM, стандартный обозначен как HL. Параметры индикатрисы рассеяния фитопланктонной взвесью определены с помощью модели Мореля для «крупных частиц» [20].

Величина *a*_g(443) и показатель наклона спектра ОРОВ определены по результатам измерений ICAM, их значения использовались для настройки гидрооптической модели каждой станции.

Поглощение нефитопланктонной взвесью для станций 6240, 6241 и в случае HL для станции 7440 считалось незначительным по сравнению с поглощением OPOB, а в HL_ICAM учитывалось за счет вклада в спектр $a_{\rm p}(\lambda)$. Показатель рассеяния взвешенными частицами в HydroLight задаётся следующим образом:

$$b_{p}(\lambda) = b_{p0} \times X \times (\lambda_{0}/\lambda)^{m}.$$
(2)

Дерягин Д.Н., Вазюля С.В., Глуховец Д.И. Deryagin D.N., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I.



Рис. 1. Слева: сравнение профилей с(530): моделируемого при помощи HL и измеренного ПУМ-200, для станций 7440, 6240 и 6241 сверху-вниз соответственно. Справа: сравнение спектров *R*_{гs} моделируемого при помощи HL и измеренно-го ПРО-1 (верхние два графика), сравнение моделируемого и измеренного профиля ФАР (нижний график)

Fig. 1. Left: top-down comparison of c(530) profiles: modeled with HL and measured by PUM-200, for stations 7440, 6240 and 6241, respectively. Right: comparison of R_{rs} spectra: modeled with HL and measured by PRO-1 (upper two graphs), comparison of modeled and measured PAR profile (lower graph)

Параметры в формуле (2), а также величина отношения показателя рассеяния назад к общему показателю рассеяния b_{bp}/b_p были подобраны так, чтобы обеспечить наилучшее соответствие модельных и измеренных спектров R_{rs} , профилей c(530) и ФАР. Величина b_{bp}/b_p определяет индикатрису рассеяния нефитопланктонной взвесью. Значения параметров b_{bp}/b_p , b_{p0} и т указаны в табл. 1. Множитель X для всех станций подбирался относительно измеренных профилей c(530). Таким образом индикатриса рассеяния морской воды в моделях формируется вкладами трёх компонент — фитопланктонной и нефитопланктонной взвеси, а также чистой водой [16].

Рассчитанные спектры R_{rs} , профили c(530) и ФАР для моделей первичных гидрооптических характеристик представлены на рис. 1. Все моделируемые спектры и профили демонстрируют хорошее соответствие данным измерений. Средняя относительная ошибка полученных радиометрических величин не превышает 10 %, что соответствует точности контактных измерений. Для станции 7440 оба варианта моделирования поглощения фитопланктонной взвесью дают близкие значения R_{rs} . Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-*a* биооптическими... Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-*a* concentration estimation by the bio-optical...

> Таблица 1 Table 1

Параметры моделирования рассеяния нефитопланктонной взвесью

Станция	Станция b _{bp} /b _p		b _{p0} , м ⁻¹	
6240	0,02	0,8	0,2	
6241	0,013	0,8	0,2	
7440_HL	0,014	0,663	0,48	
7440_ICAM	0,016	1,5	0,48	

Values of parameters for modeling scattering by non-phytoplankton suspended matter

2.3. Алгоритмы оценки концентрации хлорофилла-а

В исследовании чувствительности алгоритмов оценки Хл-*а* к изменчивости различных биооптических параметров использовались региональный регрессионный алгоритм ИО РАН К17 [21] и полуаналитический алгоритм GIOP [22].

Региональный регрессионный алгоритм К17 разработан на основе данных натурных измерений Хл-*а* в 2007–2015 гг. и близких по времени измерения данных спутникового сканера цвета океана MODIS. Вычисление Хл-*а* проводится по регрессионной формуле через индекс цвета $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$. В сравнении с предыдущей версией регионального алгоритма [2], К17 позволяет с лучшей точностью делать оценки Хл-*а* по спутниковым данным для вод с Хл-*a* < 1 мг/м³.

Алгоритм GIOP позволяет рассчитать спектральные показатели поглощения и рассеяния назад компонентами морской воды. При этом разделяется поглощение OPOB и фитопланктоном. Для расчётов при помощи GIOP используются спектры R_{rs} в диапазоне 400–700 нм. Оценка Хл-*а* выполняется через величину показателя поглощения фитопланктоном с помощью модели [23]. В качестве исходного значения Хл-*а* задавалась величина, полученная при помощи алгоритма K17.

3. Результаты

Для оценки точности алгоритмов оценки Хл-*а* использована модель HL_ICAM, настроенная для станции 7440, так как на этой станции наблюдался наиболее простой случай двухслойной стратификаций. Оптимальные параметры модели Хл- $a^* = 0,4$ мг/м³, $a_g^*(443) = 0,2$ м⁻¹ позволили получить наилучшее соответствие с данными измерений. С вариацией значений этих параметров, рассчитаны наборы модельных спектров R_{rs} . Диапазон изменений Хл-*а* составил 0,2–1,6 мг/м³, $a_g(443) = 0,06-0,54$ м⁻¹.

На рис. 2 сравниваются значения концентрации хлорофилла-*a*, использованные при моделировании R_{rs} и рассчитанные с помощью исследуемых алгоритмов GIOP и K17. Для обоих алгоритмов диапазон восстановленных значений Хл-*a* значительно отличается от используемого при моделировании. Если модельный Хл-*a* варьировался в диапазоне 0,2–1,6 мг/м³, то восстановленные с помощью K17 величины Хл-*a* менялись от 0,7 до 1,0 мг/м³, при использовании GIOP диапазон оценок Хл-*a* составил 1,0–3,5 мг/м³.

При данных значениях $a_g^*(443)$ и b₀, полученные оценки K17 близки к модельным в диапазоне 0,6– 1,0 мг/м³, занижены для модельных Хл-a > 1 мг/м³ и завышены для Хл-a < 0,6 мг/м³. В результате относительные ошибки восстановления Хл-a этим алгоритмом не превышали 50 % для Хл-a > 0,5 мг/м³. Для вод с Хл-a < 0,5 мг/м³ согласно расчетам по модельным спектрам относительная точность K17 (>100 %) далека от приемлемой.

Алгоритм GIOP плохо справляется с задачей оценки Хл-*а* для Карского моря. Это обусловлено, прежде всего, малым вкладом поглощения фитопланктоном в поглощение оптическими активными компонентами (см. раздел 4.2).

Чтобы более детально изучить чувствительность рассматриваемых алгоритмов в водах с большей концентрацией хлорофилла-а, проведены модельные расчеты спектров $R_{rs}(\lambda)$ для Хл-*a*, равных 1,0 и 1,5 мг/ м³. Оценки Хл-*a*, рассчитанные с помощью исследуемых алгоритмов для трех модельных значений Хл-*a* в зависимости от содержания ОРОВ, представлены на рис. 3.

Независимо от алгоритма и величины модельного Хл-*a*, увеличение $a_g(443)$ приводит к возрастанию значений Хл-*a*. Для GIOP даже для самой малой модельной величины $a_g(443) = 0,06 \text{ м}^{-1}$ оценки Хл-*a* завышены почти в 2 раза. С ростом $a_g(443)$ значения восстановленного Хл-*a* получаются больше модельных значений Хл-*a* уже в 3–5 раз.



Рис. 2. Сопоставление величин концентрации Хл, задаваемых в модели и восстановленных с помощью алгоритмов GIOP и К17. Пунктир – линия идеального соответствия 1:1. Использована гидрооптическая модель HL_ICAM для станции 7440

Fig. 2. Comparison of Chl concentration values used in the model and retrieved with the GIOP and K17 algorithms. The dotted line is the line of perfect 1:1 match. The HL_ICAM hydro-optical model for station 7440 was used



Рис. 3. Оценки Хл в зависимости от величин ag(443), используемых в модельных расчетах спектров R_{rs}(λ). Слева представлены результаты для алгоритма K17, справа – GIOP. Цветными сплошными линями показаны модельные величины Хл. Использована гидрооптическая модель HL_ICAM для станции 7440

Fig. 3. Chl estimates as a function of the $a_g(443)$ values used in the model calculations of the $R_{rs}(\lambda)$ spectra. The results for the K17 algorithm are presented on the left and the results for the GIOP algorithm – on the right. The colored solid lines show the model values of Chl. The HL_ICAM hydro-optical model for station 7440 was used

В случае использования K17 для модельного Xл-a = 0,4 мг/м³ близкие оценки Xл-a получаются только для малых величин $a_g(443)$. Для модельного Xл-a = 1 мг/м³ минимальные ошибки оценки Xл-a получаются при $a_g(443)$ в диапазоне 0,2-0,4 м⁻¹, а для Xл-a = 1,5 мг/м³ — при более высоких величинах $a_g(443) \ge 0,5$ м⁻¹. Что свидетельствует о том, что регрессионный алгоритм K17, разработанный по данным измерений в Карском море, учитывает характерное соответствие между величинами Хл-a и ОРОВ в этом море. Близость получаемых с помощью регионального алгоритма оценок Хл-a в области больших значений $a_g(443)$ при-

Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-*a* биооптическими... Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-*a* concentration estimation by the bio-optical...

водит к тому, что даже в области сильного влияния речного стока этот алгоритм в отличие от стандартного не будет показывать аномально высоких значений Хл-*а*. Это безусловно следует отнести к преимуществам регионального алгоритма.

Расчет Хл-*а* в зависимости от толщины h верхнего слоя с большим содержанием OPOB и нефитопланктонной взвеси показал, что при увеличении h от 0 до 4 м получаемые оценки Хл-*а* для обоих алгоритмов растут. Это связано с ростом значений a_g (443) в слое, где формируется выходящее из воды излучение. Для h ≥ 4 м различия получаемых оценок Хл-*a* составляют менее 10 %.

4. Обсуждение

4.1. Расчёт толщины слоя, формирующего яркость выходящего из воды излучения

Для исследования влияния речного стока, в частности, толщины поверхностного опреснённого слоя на результат работы биооптических спутниковых алгоритмов необходимо иметь представление о толщине слоя воды, которую «видит» спутник. В работе [24] предлагается считать нижней границей этого слоя глубину Z₉₀, выше которой формируется 90 % выходящего из-под поверхности излучения. Величину Z₉₀ можно определить для настроенной модели в программе HydroLight напрямую, варьируя глубину с полностью поглощающим «чёрным» дном до тех пор, пока яркость выходящего из воды излучения L_w не будет соответствовать значению 0.9^*L_w в случае «бесконечно глубокого» океана. Результаты расчётов Z_{90} по модели HL станции 7440, для длин волн, используемых в алгоритме K17: $Z_{90}(531) = 6,7$ м, $Z_{90}(547) = 6,9$ м. При более тонком поверхностном слое, подверженном влиянию речного стока, водная толща под ним будет оказывать влияние на результаты измерений R₁₅ спутниковыми сканерами цвета и, соответственно, на дальнейшие расчёты значений биооптических характеристик поверхностного слоя морской воды. Пример расчёта Z₉₀ для длины волны 531 нм показан на рис. 4. В дальнейшем предложенный метод расчёта позволит провести оценку влияния толщины поверхностного опреснённого слоя на точность восстановления биооптических характеристик по спутниковым данным. Известен другой способ оценки влияния стратификации на точность биооптических алгоритмов [25–27] он требует дополнительных расчётов. Сравнение этих двух методов может быть проведено в дальнейшем.

4.2. Особенности использования полуаналитического алгоритма для оценки концентрации хлорофилла-а в Карском море

В процессе работы алгоритма GIOP определяются 3 биооптических параметра (показатель рассеяния назад взвесью b_{bp} , показатель поглощения OPOB совместно с детритом a_{dg} и Хл-а) так, чтобы минимизировать расхождение между исходным и рассчитанным по этим параметрам спектрами R_{rs} . При этом надо задать начальное значение концентрации хлорофилла-*a* (Хл-*a*₀), которое обычно вычисляется по одному из стандартных алгоритмов, разработанных для спутниковых данных. В табл. 2 показаны результаты применения полуаналитического алгоритма GIOP к спектру R_{rs} , измеренному на станции 7440, в зависимости от начальных значений Хл-*a*. Эта станция выбрана для расчетов, так как на ней наблюдалось минимальное влияние речного стока среди рассмотренных станций. При этом поглощение фитопланктоном на ней играет большую роль, чем на других станциях, поэтому полученные ниже результаты будут справедливы

Рис. 4. Определение глубины Z₉₀, путём изменения глубины «чёрного дна». Синими точками модельные вариации глубины дна. Красной штриховой линией обозначена глубина, при которой достигнуто значение 0.9**L*_w (красная точка) в случае бесконечной глубины. Зелёная линия – интерполяция между модельными точками, для нахождения точного значения Z₉₀

Fig. 4. Calculation of Z_{90} depth, by varying the "black bottom" depth. Blue dots are model variations of the bottom depth. The red dashed line indicates the depth at which the value of $0.9*L_w$ (the red dot) is reached in the case of infinite depth. The green line is the interpolation between model points to find the exact value of Z_{90}



и для станций 6240 и 6241. Видно, что получаемые в результате величины b_{bp} и a_{dg} практически не зависят от исходной величины Xл- a_0 . Ещё более стабильной величиной является показатель поглощения оптически активными компонентами $a_{pg} = a_{dg} + a_{ph}$. Так, для длины волны 443 нм получаемая величина a_{pg} меняется менее чем на 1 % (табл. 2). Также близки получаемые модельные спектры R_{rs} : максимальное различие 12,5 % наблюдается на длине волны 400 нм. При этом получаемые оценки Xл-a различаются почти в 4 раза и сильно зависят от величины Xл- a_0 . Нестабильный результат для Xл-a обусловлен тем, что вклад поглощения фитопланктоном в суммарное поглощение оптически активными компонентами невелик. Даже для длины волны 443 нм, где происходит максимальное поглощение фитопланктоном, этот вклад не превышает 20 %, для других длин волн его вклад ещё меньше. Таким образом, при использовании полуаналитического алгоритма удается с хорошей точностью определить величины показателя рассеяния света назад и суммарного поглощения оптически активными компонентами, так как за счет этих характеристик определятье определить величины показателя рассеяния света назад и суммарного поглощения оптически активными, так как за счет этих характеристик определятеся модельный спектр R_{rs} . При этом нет возможности точно оценить поглощение фитопланктоном, а, следовательно, и концентрацию хлорофила-a.

Стоит отметить, что описанные выше трудности оценки поглощения фитопланктоном и Хл-a при помощи полуаналитического алгоритма только возрастут в случае использования спектров R_{rs} по данным измерений спутниковыми сканерами цвета. Во-первых, из-за ошибок алгоритма атмосферной коррекции получаемые спектры R_{rs} не точны. Во-вторых, для задания начального Хл- a_0 обычно используются величины Хл-a, рассчитанные стандартными алгоритмами, для которых характерны большие ошибки в водах второго типа. Всё это делает не целесообразным использование полуаналитических алгоритмов для оценки Хл-a по данным спутникового зондирования в таких акваториях, как Карское море.

5. Выводы

Для трёх станций в Карском море, выбранных внутри, на границе и вне поверхностного опреснённого слоя, настроены гидрооптические модели для вод второго типа. Полученные результаты с хорошей точностью (средняя относительная ошибка менее 10 %) воспроизводят измеренные в экспедициях спектры коэффициента яркости моря, а также профили показателя ослабления света морской водой и фотосинтетически активной радиации. Проведена оценка чувствительности биооптических алгоритмов определения концентрации хлорофилла-а к изменению величин показателя поглощения ОРОВ в интервалах характерных для акватории Карского моря значений этих параметров. Региональный алгоритм K17 позволяет получать оценки Xл-*a* с относительной ошибкой менее 50 % для вод с Xл-*a* > 0,5 мг/м³ независимо от количества ОРОВ. Продемонстрировано существенное влияние входных параметров на результат работы полуаналитического алгоритма GIOP. Даже при относительно слабом для Карского моря влиянии речного стока, за-

Таблица 2 Table 2

Результаты применения алгоритма GIOP к измеренному на станции 7440 спектру *R*_{rs} в зависимости от начального значения концентрации Xл₀

Results of applying the GIOP algorithm to the $R_{\rm rs}$ spectrum measured at station 7440 as a function of the initial value of Chl₀ concentration

Хл-а ₀ ,	Результаты GIOP					
мг/м ³	$b_{\rm bp},{\rm m}^{-1}$	Хл- <i>а</i> , мг/м ³	<i>a</i> _{dg} (443), м ⁻¹	<i>a</i> _{pg} (443), м ⁻¹	$a_{\rm ph}(443) / a_{\rm pg}(443)$	
0,2	0,0050	0,21	0,186	0,198	6 %	
0,4	0,0051	0,33	0,178	0,197	9 %	
0,6	0,0051	0,42	0,173	0,197	12 %	
0,8	0,0051	0,49	0,170	0,197	14 %	
1	0,0052	0,55	0,167	0,197	15 %	
1,2	0,0052	0,60	0,165	0,198	16 %	
1,4	0,0052	0,64	0,164	0,198	18 %	
1,6	0,0053	0,68	0,162	0,199	19 %	
1,8	0,0053	0,71	0,161	0,200	19 %	
2	0,0054	0,74	0,160	0,200	20 %	

Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-*a* биооптическими... Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-*a* concentration estimation by the bio-optical...

регистрированного на одной из рассмотренных станций, GIOP не позволяет оценивать вклад поглощения фитопланктоном с достаточной точностью. Это приводит к нецелесообразности использования данного класса алгоритмов для оценки Хл-*a* в водах, подверженных сильному влиянию речного стока. Полученные результаты подтверждают необходимость использования региональных алгоритмов для получения данных о концентрации хлорофилла-*a* в Карском море. Реализован численный метод определения Z₉₀, что может быть полезным для дальнейшего исследования влияния толщины поверхностного слоя Карского моря на определяемые по данным спутниковых сканеров цвета значения биооптических характеристик.

Финансирование

Гидрооптическое моделирование выполнено в рамках соглашения № 169-15-2023-002 в ходе реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ», анализ полученных результатов — в рамках государственного задания по теме № FMWE-2024-0015. Грант предоставлен через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Funding

Hydro-optical modeling was performed under Agreement No. 169-15-2023-002 in the course of implementation of the most important innovative project of state importance "Unified National System for Monitoring of Climate Active Substances", analysis of the obtained results — under the state assignment on the topic No. FMWE-2024-0015. The grant was provided through the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences.

Литература

- 1. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
- 2. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Мошаров С.А., Демидов А.Б.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-Aqua // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21–31.
- Салинг И.В., Вазюля С.В., Демидов А.Б., Глуховец Д.И. Модификация регионального алгоритма для расчета концентрации хлорофилла в Карском море // Труды XXX Юбилейного Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск.: ИОА СО РАН, 2024. С. С57–С60.
- 4. 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.
- 5. *Li J., Matsuoka A., Hooker S.B., Maritorena S., Pang X., Babin M.* A tuned ocean color algorithm for the Arctic Ocean: a solution for waters with high CDM content // Optics Express. 2023. Vol. 31, N 23. P. 38494–38512. doi:10.1364/OE.500340
- Lewis K.M., Arrigo K.R. Ocean color algorithms for estimating chlorophyll a, CDOM absorption, and particle backscattering in the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. Vol. 125, N 6. P. e2019JC015706. doi:10.1029/2019JC015706
- 7. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Поярков С.Г., Соловьев Д.М. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50, № 5. С. 698–708.
- 8. *Glukhovets D.I., Goldin Y.A.* Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // Oceanologia. 2020. Vol. 62, № 3. P. 364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
- Osadchiev A., Zabudkina Z., Rogozhin V., Frey D., Gordey A., Spivak E., Salyuk A., Semiletov I., Sedakov R. Structure of the Ob-Yenisei plume in the Kara Sea shortly before autumn ice formation // Frontiers in Marine Science. 2023. Vol. 10. P. 1129331. doi:10.3389/fmars.2023.1129331
- 10. *Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемьев В.А., Шеберстов С.В.* Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // Океанология. 2010. Т. 50, № 5. С. 716–29.
- 11. Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Глуховец Д.И., Шевченко В.П., Белан Б.Д. 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш": климатический эксперимент во вза-имодействии с самолетом-лабораторией ТУ-134 "Оптик" в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63, № 3. С. 492–495. doi:10.31857/S0030157423030073
- 12. Погосян С.И., Дургарян А.М., Конюхов И.В., Чикунова О.Б., Мерзляк М.Н. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. Т. 49. С. 934–939.
- 13. *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.

- Артемьев В.А., Таскаев В.Р., Григорьев А.В. Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Материалы XVII международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021)». М.: ИО РАН, 2021. С. 25–28.
- 15. 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.
- 16. Mobley C.D. Light and water: radiative transfer in natural waters. San Diego: Academic Press, 1994. 592 p.
- 17. *Loisel H., Morel A.* Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: A reexamination // Limnology and Oceanography. 1998. Vol. 43, N 5. P. 847–858. doi:10.4319/lo.1998.43.5.0847
- Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water II Integrating cavity measurements // Applied Optics. 1997. Vol. 36, N 33. P. 8710. doi:10.1364/AO.36.008710
- 19. *Röttgers R., McKee D., Utschig C.* Temperature and salinity correction coefficients for light absorption by water in the visible to infrared spectral region // Optics Express. 2014. Vol. 22, N 21. P. 25093–25108. doi:10.1364/OE.22.025093
- Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // Applied Optics. 2002. Vol. 41, N 30. P. 6289. doi:10.1364/AO.41.006289
- 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
- Werdell P.J., Franz B.A., Bailey S.W., Feldman G.C., Boss E., Brando V.E., Dowell M., Hirata T., Lavender S.J., Lee Z.P., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T.S., Smyth T.J., Antoine D., Devred E., d'Andon O.H.F., Mangin A. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. Vol. 52, N10. P. 2019–2037. doi:10.1364/AO.52.002019
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 103. P. 31033–31044. doi:10.1029/98JC02712
- 24. *Gordon H.R., McCluney W.R.* Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing // Applied Optics. 1975. Vol. 14, N 2. P. 413–416.
- 25. *Gordon H.R., Clark D.K.* Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation //Applied Optics. 1980. Vol. 19, N 20. P. 3428–3430. doi:10.1364/AO.19.003428
- Zaneveld J.R.V., Barnard A.H., Boss E. Theoretical derivation of the depth average of remotely sensed optical parameters // Optics Express. 2005. Vol. 13, N 22. P. 9052–9061. doi:10.1364/OPEX.13.009052
- Lipinskaya N.A., Salyuk P.A., Golik I.A. Variations and Depth of Formation of Submesoscale Eddy Structures in Satellite Ocean Color Data in the Southwestern Region of the Peter the Great Bay // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, N 23. P. 5600. doi:10.3390/rs15235600

References

- 1. Lavrova O. Yu., Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Mityagina V.I., Ginzburg A.I., Sheremet N.A. *Complex Satellite Monitoring of the Russian Seas.* Moskva: IKI RAN;2011. 480 p. (in Russian).
- Kuznetsova O.A., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Mosharov S.A., Demidov A.B. Estimation of chlorophyll concentration in the Kara Sea from data of MODIS-aqua satellite scanner. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2013;5:21– 31 (in Russian).
- Saling I.V., Vazyulya S.V., Demidov A.B. Modification of a regional algorithm for calculating chlorophyll concentration in the Kara Sea. *Proceedings of the XXX International Symposium "Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics"*. *Tomsk, IOA SB RAS*, 2024: C57–C60 (in Russian).
- 4. Kopelevich O.V., Sahling 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. *Moskva*, *IO RAN*, 2018. 140 p. (in Russian).
- 5. Li J., Matsuoka A., Hooker S.B., Maritorena S., Pang X., Babin M. A tuned ocean color algorithm for the Arctic Ocean: a solution for waters with high CDM content. *Optics Express.* 2023;31(23):38494–38512. doi:10.1364/OE.500340
- 6. Lewis K.M., Arrigo K.R. Ocean color algorithms for estimating chlorophyll a, CDOM absorption, and particle backscattering in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020;125(6): e2019JC015706. doi:10.1029/2019JC015706
- Zatsepin A.G., Zavialov P.O., Kremenetskiy V.V., Poyarkov S.G., Soloviev D.M. The upper desalinated layer in the Kara Sea. *Oceanology*. 2010;50:657–667. doi:10.1134/S0001437010050036
- 8. Glukhovets D.I., Goldin Y.A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data. *Oceanologia*. 2020;62(3):364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
- 9. Osadchiev A, Zabudkina Z, Rogozhin V, Frey D, Gordey A, Spivak E, Salyuk A, Semiletov I, Sedakov R. Structure of the Ob-Yenisei plume in the Kara Sea shortly before autumn ice formation. *Frontiers in Marine Science*. 2023;10:1129331.

Влияние параметров поверхностного слоя в Карском море на точность оценки концентрации хлорофилла-*a* биооптическими... Influence of the Kara Sea surface layer parameters on the accuracy of Chlorophyll-*a* concentration estimation by the bio-optical...

doi:10.3389/fmars.2023.1129331

- 10. Burenkov V.I., Goldin Y.A., Artem'ev V.A., Sheberstov S.V. Optical characteristics of the Kara Sea derived from shipborne and satellite data. *Oceanology*. 2010;50:675–687. doi:10.1134/S000143701005005X
- Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Glukhovets D.I., Shevchenko V.P., Belan B.D. Cruise 89 (First Leg) of the R/V Akademik Mstislav Keldysh: Climate Experiment in Interaction with the Tu-134 Optik Flying Laboratory. *Oceanology*. 2023;63:428–431. doi:10.1134/S0001437023030074
- Pogosyan S.I., Durgaryan A.M., Konyuhov I.V., Chivkunova O.B., Merzlyak M.N. Absorption spectroscopy of microalgae, cyanobacteria, and dissolved organic matter: Measurements in an integrating sphere cavity. *Oceanology*. 2009;49:866–871. doi:10.1134/S0001437009060125
- 13. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Kopelevich O.V., Zajceva A.F., Pogosyan S.I. Measurement of sea water absorption factor using integrating sphere. *Light Engineering*. 2018;26(1):120–126. doi:10.33383/2016–079
- 14. Artemiev V.A., Taskaev V.R., Grigorev A.V. Autonomous transparency meter PUM-200. Sovremennye Metody i Sredstva Okeanologicheskih Issledovanij (MSOI-2021). 2021:95–99 (in Russian).
- 15. 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;40:139–145.
- 16. Mobley C.D. Light and water: radiative transfer in natural waters. San Diego: Academic Press, 1994. 592 p.
- 17. Loisel H., Morel A. Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: A reexamination. *Limnology and Oceanography*. 1998;43(5):847–858. doi:10.4319/lo.1998.43.5.0847
- Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water II Integrating cavity measurements. *Applied Optics*. 1997;36(33):8710. doi:10.1364/AO.36.008710
- 19. Röttgers R., McKee D., Utschig C. Temperature and salinity correction coefficients for light absorption by water in the visible to infrared spectral region. *Optics Express*. 2014;22(21):25093–25108. doi:10.1364/OE.22.025093
- 20. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*. 2002;41(30):6289. doi:10.1364/AO.41.006289
- 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;125:1–17. doi:10.1016/j.seares.2017.05.004
- Werdell P.J., Franz B.A., Bailey S.W., Feldman G.C., Boss E., Brando V.E., Dowell M., Hirata T., Lavender S.J., Lee Z.P., Loisel H., Maritorena S., Mélin F., Moore T.S., Smyth T.J., Antoine D., Devred E., d'Andon O.H.F., Mangin A. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. *Applied Optics*. 2013;52(10):2019–2037. doi:10.1364/AO.52.002019
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models. *Journal of Geophysical Research*. 1998;103: 31033–31044. doi:10.1029/98JC02712
- 24. Gordon H.R., McCluney W.R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics*. 1975;14(2):413–416.
- 25. Gordon H.R., Clark D.K. Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation. *Applied Optics*. 1980;19(20):3428–3430. doi:10.1364/AO.19.003428
- 26. Zaneveld J.R.V., Barnard A.H., Boss E. Theoretical derivation of the depth average of remotely sensed optical parameters. *Optics Express*. 2005;13(22):9052–9061. doi:10.1364/OPEX.13.009052
- Lipinskaya N.A., Salyuk P.A., Golik I.A. Variations and Depth of Formation of Submesoscale Eddy Structures in Satellite Ocean Color Data in the Southwestern Region of the Peter the Great Bay. *Remote Sensing*. 2023;15(23):5600. doi:10.3390/rs15235600

Об авторах

- ДЕРЯГИН Дмитрий Николаевич, младший научный сотрудник ИО РАН, аспирант Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0003-1893-8358, WoS ResearcherID: LNP-5769-2024, Scopus Author ID: 57960680800, e-mail: dmitriy.deryagin@phystech.su
- ВАЗЮЛЯ Светлана Васильевна, старший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-7792-8489, WoS ResearcherID: G-1423-2014, Scopus Author ID: 6507188979, SPIN-код (РИНЦ): 6531-0345, e-mail: svershova@mail.ru
- ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, доцент Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0001-5641-4227, WoS ResearcherID: AAE-9599-2019, Scopus AuthorID: 57193736311, SPIN-код (РИНЦ): 6755-2450, e-mail: glukhovets@ocean.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-9

УДК 551.464.797.9

© П. А. Салюк^{1*}, Д. И. Глуховец^{2,3}, А. Ю. Майор⁴, Н. А. Моисеева⁵, Е. А. Штрайхерт¹, А. А. Латушкин⁶, Н. А. Липинская¹, И. А. Голик¹, С. А. Мошаров², М. И. Горбов¹, 2024

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43

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

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

⁴Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, 690041, г. Владивосток, ул. Радио, д. 5. ⁵Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, 299011, Россия, г. Севастополь,

проспект Нахимова, д. 2.

⁶Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2 *psalyuk@poi.dvo.ru

ОСОБЕННОСТИ РАБОТЫ ЭМПИРИЧЕСКИХ БИООПТИЧЕСКИХ АЛГОРИТМОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА «А» ИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ПО ЦВЕТУ МОРЯ В ВОДАХ ВОКРУГ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Статья поступила в редакцию 27.05.2024, после доработки 20.09.2024, принята в печать 25.09.2024

Аннотация

Проанализированы особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов в водах вокруг Антарктического полуострова на основе сравнения калиброванных данных судового проточного измерительного комплекса и спутниковых данных спектрорадиометра OLCI со спутников Sentinel-3A и Sentinel-3B в период антарктического лета в январе-феврале 2020 и 2022 гг. Показано, что стандартный биооптический алгоритм OC4 существенно занижает спутниковые оценки концентрации хлорофилла-a (Хл-a) от ~1,5 до ~9 раз (в среднем в ~3,1 раза). Известный региональный алгоритм OC4-SO обеспечивает приемлемые ошибки оценки концентрации Хл-a и может быть использован для исследований, связанных с анализом концентрации Хл-a в водах вокруг Антарктического полуострова. Разработанный в данной работе новый региональный алгоритм OC4-AP имеет значительно меньшую ошибку по сравнению с известным стандартным и региональным алгоритмами. Он может быть использован в случае, если необходимо получить дистанционную оценку концентрации Хл-a, максимально приближенную к накопленному мировому опыту определения этой величины стандартными экстрактными спектрофотометрическим и флуориметрическим методами. Наблюдаемое занижение спутниковых оценок концентрации Хл-a по стандартному эмпирическому биооптическому алгоритму OC4 можно связать, как минимум, с тремя характерными для исследованной акватории причинами: малое относительное содержание OPOB, высокое содержание фикоэритрина и более сильный эффект упаковки пигментов в клетках фитопланктона по сравнению со средними значениями в Мировом океане.

Ключевые слова: эмпирический биооптический алгоритм, концентрация хлорофилла-*a*, коэффициент яркости моря, индекс цвета, показатель поглощения света, первичные гидрооптические характеристики, оптически-активные компоненты, атлантический сектор Южного океана, пролив Брансфилд, море Уэдделла

UDC 551.464.797.9

© P. A. Salyuk^{1*}, D. I. Glukhovets^{2,3}, A. Yu. Mayor⁴, N. A. Moiseeva⁵, E. A. Shtraikhert¹, A. A. Latushkin⁶, N. A. Lipinskaya¹, I. A. Golik¹, S. A. Mosharov², M. I. Gorbov¹, 2024

¹V.I. Ilichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, 690041, Baltiyskaya Str., 43, Vladivostok, Russia

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

Ссылка для цитирования: Салюк П.А., Глуховец Д.И., Майор А.Ю., Моисеева Н.А., Штрайхерт Е.А., Латушкин А.А., Липинская Н.А., Голик И.А., Мошаров С.А., Горбов М.И. Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных по цвету моря в водах вокруг Антарктического полуострова // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 102–114. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-9

For citation: Salyuk P.A., Glukhovets D.I., Mayor A. Yu., Moiseeva N.A., Shtraikhert E.A., Latushkin A.A., Lipinskaya N.A., Golik I.A., Mosharov S.A., Gorbov M.I. Features of Empirical Bio-Optical Algorithms for Estimating Chlorophyll-a Concentration from Satellite Ocean Color Data in Waters around the Antarctic Peninsula. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024; 17(3):102–114. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-9

Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...

³Moscow Institute of Physics and Technology, 141700, Institutskiy pereulok, 9, Dolgoprudny, Russia
 ⁴Institute for Automation and Control Processes, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, 690041, Radio Str., 5, Vladivostok, Russia

⁵A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, 299011, Nakhimova prospect, 2, Sevastopol, Russia

⁶Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol, Russia *psalyuk@poi.dvo.ru

FEATURES OF EMPIRICAL BIO-OPTICAL ALGORITHMS FOR ESTIMATING CHLOROPHYLL-A CONCENTRATION FROM SATELLITE OCEAN COLOR DATA IN WATERS AROUND THE ANTARCTIC PENINSULA

Received 27.05.2024, Revised 20.09.2024, Accepted 25.09.2024

Abstract

The features of the empirical bio-optical algorithm operation in the waters around the Antarctic Peninsula are analyzed based on a comparison of calibrated data from the shipborne flow fluorimeter and satellite data from the OLCI radiometer on Sentinel-3A and Sentinel-3B satellites during the Antarctic summers of January-February 2020 and 2022. It is shown that the standard OC4 bio-optical algorithm significantly underestimates satellite estimates of *Chl-a* concentration from ~1.5 to ~9 times (on average by a factor of ~3.1). The known regional OC4-SO algorithm provides acceptable errors of *Chl-a* concentration estimates and can be used for studies related to the analysis of *Chl-a* concentration in the waters around the Antarctic Peninsula. The developed in this work new regional algorithm OC4-AP has significantly lower error in comparison with the known standard and regional algorithms. It can be used if it is necessary to obtain a remote estimate of the concentration of *Chl-a*, as close as possible to the accumulated world experience in determining this value by standard extract spectrophotometric and fluorimetric methods. The observed underestimation of satellite estimates of *Chl-a* concentration using the standard empirical bio-optical OC4 algorithm can be attributed to at least three reasons typical for the studied water area: low relative CDOM content, high phycoerythrin content, and stronger effect of pigment packing in phytoplankton cells compared to the average values in the World Ocean.

Keywords: empirical bio-optical algorithm, chlorophyll-*a* concentration, remote-sensed reflectance, band ratio, light absorption coefficient, inherent optical properties, optically active components, Atlantic sector of the Southern Ocean, Bransfield Strait, Weddell Sea

1. Введение

Существует много результатов, подтверждающих, что стандартные эмпирические биооптические алгоритмы занижают оцениваемую концентрацию хлорофилла-a (Хл-a) из спутниковых данных в Южном океане [1–5]. Коэффициент занижения k, определяемый как отношение судовых измерений к спутниковым оценкам, обычно равен около 1,5–3 [3]. В отдельных случаях занижение может достигать десяти раз [4, 5]. При этом существуют исследования, в которых утверждается, что обнаруживаемое занижение связано с особенностью стандартного флуориметрического метода определения концентрации хлорофилла, который завышает получаемые значения в водах Южного океана [6] и более правильно в качестве опорного использовать метод жидкостной хроматографии (HPLC). Однако в этом вопросе нет консенсуса, поскольку есть также работы, в которых подтверждается, что спутниковые оценки концентрации Хл-a все равно значимо занижены относительно измерений HPLC [2,3], по крайней мере для отдельных районов Южного океана. В работе Ferreira A. с соавторами [3] построен региональный спутниковый биооптический алгоритм OC4-SO для вод, окружающих Антарктический полуостров, на основе сравнения спутниковых данных с измерениями HPLC, в котором коэффициент занижения меняется от примерно 1,2 до 2,5 в зависимости от концентрации Хл-a.

Отдельным вопросом является определение причин, которые приводят к занижению концентраций Хл-*а* при использовании стандартных биооптических алгоритмов. Среди них выделяют следующие: низкий удельный показатель поглощения света фитопланктоном (эффект «упаковки») [7–9] и низкое содержание окрашенных растворенных органических веществ (OPOB) в морской воде [8, 9]. Кроме этого, дополнительно искажать спектры коэффициентов яркости моря может низкое значение доли рассеяния света назад в общем рассеянии света за счет преобладания крупных клеток фитопланктона [10], наличие фикоэритрин-содержащих водорослей [11, 12] и малое количество минеральной взвеси [5]. Вопрос определения вклада каждого конкретного фактора в общее занижение концентрации Хл-*а* спутниковыми методами остается открытым. Скорее всего, влияние перечисленных факторов будет зависеть от района и сезона проведения измерений, а также от типа используемого биооптического алгоритма. Цель данной работы состоит в анализе коэффициентов занижений спутниковых оценок концентрации Хл-*a*, полученных стандартным эмпирическим биооптическим алгоритмом, относительно контактных измерений в водах вокруг Антарктического полуострова, а также в анализе причин зарегистрированных занижений.

2. Материалы и методы

Основой для написания данной работы стали материалы комплексных биооптических исследований, полученные в 79-м (AMK79) и 87-м (AMK87) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в январе-феврале 2020 и 2022 гг. [13–15]. В рейсах проводился широкий перечень гидрооптических исследований, включая проточные измерения, in-situ профилирование, радиометрическое зондирование с борта судна, лабораторные измерения. Задача сравнения спутниковых и подспутниковых данных в Южном океане существенно осложняется частой облачностью, поэтому для получения достаточного количества точек для сравнения были использованы калиброванные данные проточного измерительного комплекса, которые позволяют получить большой объем данных за одну экспедицию.

В проточной системе измерялись спектры флуоресценции морской воды при возбуждении лазерным излучением на длинах волн 355 и 532 нм [16]. Из спектров рассчитывались интенсивности флуоресценции Хл-*a* (*Fchl*), фикоэритрина (*Fphy*) и растворенных органических веществ (POB) (*Fdom*), нормированные на интенсивность комбинационного рассеяния (КР) на молекулах воды излучения лазера 532 нм.

Измерения интенсивности флуоресценции Хл-*а* калибровались на прямые определения концентрации Хл-*а* флуориметрическим методом после фильтрации проб морской воды и экстрагирования [17] по формулам из [18]. При этом конечные полученные флуориметрические значения были пересчитаны на спектрофотометрические определения концентрации Хл-*a*, выполненные на спектрофотометре Shimadzu UV-2600 по формулам из [19]. В результате проведенных лабораторных измерений были получены значения концентрации Хл-*a* и феофетина (*Tchl*), которая используется в биооптических моделях по оценке показателя поглощения света взвешенными частицами [20]. При сравнении значений *Fchl* с *Chl*, полученных в рейсе АМК79, коэффициент корреляции (*r*) составил 0,59 в доверительном интервале от $r_{lo95} = 0,28$ до $r_{up95} = 0,79$ при 95 % уровне значимости, среднеквадратичное отклонение (СКО) равнялось 0,58 мг/м³. Для данных АМК87: r = 0,81, $r_{lo95} = 0,82$, СКО = 0,72 мг/м³. Для данных АМК 87: r = 0,86, $r_{up95} = 0,82$, СКО = 0,72 мг/м³. Для данных АМК 87: r = 0,88, $r_{up95} = 0,82$, СКО = 0,72 мг/м³.

Дополнительно флуориметрические измерения F_{chl} и F_{dom} калибровались на показатели поглощения света взвешенными частицами (клетки фитопланктона и детрит), и ОРОВ на длине волны 443 нм (a_p (443) и a_g (443), соответственно). В рейсе АМК79 a_p (443) и a_g (443) определялись с помощью заполняемой интегрирующей сферы ICAM [21]. В рейсе АМК87 с помощью спектрофотометра Shimadzu UV-2600 и 60 мм интегрирующей сферы показатель поглощения взвешенными частицами определялся на фильтрах по схеме T-R в соответствии с протоколом IOCCG [22], а показатель поглощения ОРОВ определялся по стандартной двухлучевой схеме с применением 100 мм кювет в соответствии с протоколом IOCCG [23]. При сравнении *Fchl* с a_p (443) для данных AMK79: r = 0.88, $r_{lo95} = 0.98$, CKO = 0.01 м⁻¹. Для данных AMK87: r = 0.83, $r_{lo95} = 0.63$, $r_{up95} = 0.93$, CKO = 0.015 м⁻¹. При сравнении *Fdom* с a_g (443) для данных AMK79 r = 0.68, $r_{lo95} = 0.31$, $r_{up95} = 0.80$, CKO = 0.012 м⁻¹. Для данных AMK87: r = 0.88, $r_{lo95} = 0.21$, $r_{up95} = 0.80$, CKO = 0.026 м⁻¹.

Все приведенные значения корреляций статистически значимо отличаются от нуля при 95 % доверительном интервале. Невысокие значения коэффициентов корреляций для связи концентрации Хл-*а* с интенсивностью флуоресценции этого пигмента обусловлены влиянием различных факторов — условий освещения, изменчивости видового состава клеток фитопланктона и его физиологического состояния, а также присутствием фикоэритрина. В случае ОРОВ низкие значения коэффициентов детерминации связаны с малым содержанием желтого вещества в водах вокруг Антарктического полуострова и недостаточной чувствительностью спектрофотометрических измерений. Используемые в дальнейшем анализе характеристики, рассчитанные из флуориметрических измерений обозначены путем добавления индекса «flow» к каждой из переменных: Chl_{flow} , $Tchl_{flow}$, $a_{g_{flow}}(443)$, $a_{p_{flow}}(443)$, $Fphy_{flow}$.

В качестве спутниковых данных выбраны измерения спектрорадиометром OLCI на спутниках Sentinel-3A (S3A) и Sentinel-3B (S3B) за январь-февраль 2020 и 2022 гг, обработанные в соответствии с методиками NASA, которые были получены с веб-портала Ocean Color Web [24]. Использован второй уровень данных, содержащий значения коэффициентов яркости моря (*Rrs*) в видимом спектральном диапазоне. При этом в анализе использованы только те пиксели, которые проходят более строгий контроль качества

Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...

в соответствии с флагами качества третьего уровня: отсутствуют предупреждения сбоя атмосферной коррекции спутниковых данных, отсутствуют интенсивные солнечные блики, угол Солнца над горизонтом более 30 градусов, отсутствуют цветения кокколитофорид, отсутствуют околонулевые значения яркости восходящего излучения моря, отсутствуют сбои при расчете концентрации Хл-*a*, отсутствуют сбои в географической привязке. Из *Rrs* была определена спутниковая оценка концентрации Хл-*a* по стандартному алгоритму типа OC4 для OLCI [25,26] (*Chl_{sat OC4}*):

$$MBR_{sat_{OC4}} = \max(Rrs(443), Rrs(490), Rrs(510)) / Rrs(560),$$
(1)

$$p_{OC4} = \begin{bmatrix} 0,42540; & -3,21679; & 2,86907; & -0,62628; & -1,09333 \end{bmatrix},$$
(2)

$$\lg(Chl_{sat_{OC4}}) = \sum_{i=0}^{4} p_{OC4} \cdot \lg(MBR_{sat_{OC4}})^{i}.$$
(3)

Кроме этого, была определена региональная спутниковая оценка концентрации Хл-*а* по алгоритму OC4-SO [3] (*Chl_{sat OC4 SO*), с учетом региональной связи между *Rrs*(560) и *Rrs*(555):}

$$Rrs(555) = 1,082 Rrs(560), R^2 = 0,99,$$
(4)

$$MBR_{sat_OC4_SO} = \max(Rrs(443), Rrs(490), Rrs(510)) / Rrs(555),$$
(5)

$$p1 = \begin{bmatrix} 0,60159; & -3,20262; 11,17268; & -26,78898; 18,64112 \end{bmatrix},$$
(6)

$$p3 = \begin{bmatrix} 0,63668; & -1,94561; & 0,15707; & -0,5716 \end{bmatrix},$$
(7)

$$w1 = (MBR_{sat_OC4}SO - 3) / (5 - 3), \qquad (8)$$

$$w3 = 1 - w1,$$
 (9)

$$V1 = \sum_{i=0}^{4} p1_{i} \cdot \lg \left(MBR_{sat} _{OC4} _{SO} \right)^{i},$$
(10)

$$V3 = \sum_{i=0}^{3} p3_{i} \cdot \lg \left(MBR_{sat} _ OC4 _ SO \right)^{i},$$
(11)

$$lg(Chl_{sat_OC4_SO}) = \begin{cases} V1, \ eсли \ MBR_{sat_OC4_SO} \le 3\\ w1 \cdot V1 + w3 \cdot V3, \ eсли \ 3 > MBR_{sat_OC4_SO} < 5. \\ V3, \ eсли \ MBR_{sat_OC4_SO} \ge 5 \end{cases}$$
(12)

Коэффициент пропорциональности между *Rrs*(560) и *Rrs*(555) в формуле (4) был получен на основе использования результатов прямых измерений спектров *Rrs* ручным радиометром ASD с борта судна в районе исследований во время рейсов AMK79 и AMK87.

Для определения региональной регрессии (OC4-AP) для вод, окружающих Антарктический полуостров, в качестве дистанционных измерений использовались значения *MBR*_{sat_OC4}, определенные по формуле (1). При этом вид алгоритма для оценки концентрации Хл-*а* имел следующий вид:

$$\lg(Chl_{sat_OC4_AP}) = \sum_{i=0}^{1} p_{OC4_AP_i} \cdot \lg(MBR_{sat_OC4})^i,$$
(13)

$$p_{OC4_AP} = \begin{bmatrix} -1,507; \ 0,6117 \end{bmatrix}, \tag{14}$$

где коэффициенты p_{OC4_AP} определены путем минимизации суммы квадратов отклонений между lg(Chl_{flow}) и lg($Chl_{sat_OC4_AP}$).

Спутниковые и судовые данные сравнивались в пределах окружности радиусом 4 км относительно координат судовых измерений с максимально допустимой разницей между временем измерений 8 часов в дальнейшем такая выборка данных обозначается, как квази-синхронные измерения. Разница в 8 часов от времени спутниковых измерений обеспечивала сравнение в пределах светового дня для летнего периода исследований. В качестве статистических метрик для сравнения спутниковых оценок концентрации Хл-*a* с опорными судовыми измерениями использовались следующие: R2L — коэффициент детерминации между логарифмами анализируемых величин; $bias\%_{mean}$ и $bias\%_{med}$ — среднее и медианное значение разницы спутниковых оценок и опорных измерений относительно опорных значений, в процентах; k_{mean} и k_{med} — средний и медианный коэффициент занижения, равный отношению опорных измерений к спутниковым оценкам; *МАЕ*% — абсолютная ошибка спутниковых оценок относительно опорных значений, в процентах; *RMSE* — среднеквадратичное отклонение между анализируемыми величинами.

Все расчеты и построение рисунков проведено в программном пакете MatLab.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Анализ калиброванных флуориметрических измерений

На рис. 1 представлено сравнение измеренных значений *Tchl* и $a_p(443)$ для обоих рейсов. Также добавлена кривая $a_p(443)$, рассчитанная по модели (Bricaud и др., 1998) (B98) [20].

На рис. 1 видно, что полученные региональные линии находятся достаточно близко друг к другу в области разброса основного облака экспериментальных точек. При этом при заданной концентрации *Tchl* значения $a_p(443)$, получаемые из экспериментальных регрессионных кривых, будут значимо ниже, чем значения $a_p(443)$, рассчитанные по модели B98. Это связано с тем, что модель B98 получена на основе измерений в центральной Атлантике и не включает точки из полярных областей. При этом в Южном океане может наблюдаться как более сильный эффект упаковки пигментов в клетках фитопланктона [7–9], так и меньшее содержание детрита по сравнению с водами центральной Атлантики [8, 27].

Проведенная калибровка данных проточного флуориметра позволяет построить пространственное распределение получаемых флуоресцентных характеристик в единицах концентрации Хл-*а* и показателя поглощения OPOB. Кроме этого, важной характеристикой для анализа особенностей работы спутниковых алгоритмов может быть содержание фикоэритрина, которое в данной работе оценивается через интенсивность флуоресценции в единицах КР воды. Для данного региона наличие фикоэритрина наиболее вероятно связано с наличием криптофитовых водорослей [28]. Соответствующие изображения представлены на рис. 2. По представленным пространственным распределениям видно, что несмотря на то, что рейсы AMK79 и AMK87 проводились в один и тот же сезон в январе и феврале, в 2022 году зарегистрированы более высокие значения показателей поглощения OPOB и практически полностью отсутствовали спектры со статистически значимыми интенсивностями флуоресценции фикоэритрина.

3.2 Сравнение контактных и дистанционных оценок концентрации Хл-а

На рис. 3 представлены диаграммы рассеяния между квази-синхронными судовыми измерениями Chl_{flow} и спутниковыми измерениями MBR_{sat_OC4} (рис. 3, *a*), и $MBR_{sat_OC4_SO}$ (рис. 3, *b*), накопленными за два рейса AMK79 и AMK87 в водах, прилегающих к Антарктическому полуострову. Также на рис. 3, *b* дана карта географического положения точек, использованных для сравнения. Существенное сокращение объема данных судовых измерений по сравнению с рисунками выше связано с редкостью квази-синхронных спутниковых данных, что обусловлено частой плотной облачностью над исследованным регионом.



Рис. 1. Сравнение определений *a_p*(443) и *Tchl* различными методами по данным рейса AMK79. Сплошная черная линия — эмпирически полученная линейная регрессия пересчета данных *Tchl_{flow}* в *a_{p_flow}*(443) для рейса AMK79; пунктирная линия — то же для рейса AMK87; зеленая линия — рассчитанные значения *a_{p_flow_B98}*(443) по модели (Bricaud и др, 1998) [20] из данных *Tchl_{flow}*. Сплошные точки — калиброванные измерения проточным флуориметром. Красные точки — статистические выбросы. Черные круги — стандартные измерения *a_p*(443) и *Tchl*

Fig. 1. Comparison of $a_p(443)$ and *Tchl* estimates by different methods for the AMK79 cruise data. Solid black line — empirically derived linear regression to calculate $a_{p_flow}(443)$ from *Tchl_{flow}* for the AMK79 cruise; blue dashed line — same for the AMK87 cruise; green line — calculated values of a_{p_flow} . *B98*(443) using the model (Bricaud et al., 1998) [20] from *Tchl_{flow}* data. Solid dots are calibrated measurements with a flow fluorimeter. Red dots are statistical outliers. Black circles — $a_p(443)$ and *Tchl* measurements using standard protocols

Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...



Рис. 2. Пространственное распределение биооптических характеристик, полученных из измерений проточного флуориметра: *a*, *б* — показатель поглощения света ОРОВ на 443 нм (*a*_{*g_flow*}(443), 1/м); *в*, *е* — концентрация Хл-*a* (*Chl*_{*flow*}, мг/м³); *д*, *e* — интенсивность флуоресценции фикоэритрина (*Fphy*_{*flow*}, ед. К.Р.)

Fig. 2. Spatial distribution of bio-optical characteristics obtained from flow fluorimeter measurements: (a), (b) CDOM light absorption coefficient at 443 nm ($a_{g_{flow}}$ (443), 1/m); (c), (d) Chl-a concentration (Chl_{flow} , mg/m³); (e), (f) phycoerythrin fluorescence intensity (*Fphy*_{flow}, Raman Scattering (RS) units)

На рис. 3 видно, что регрессия стандартного биооптического алгоритма ОС4 (формула (3), красный цвет) проходит ниже основного облака измеренных точек, что говорит о занижении стандартных спутниковых

Салюк П.А., Глуховец Д.И., Майор А.Ю., Моисеева Н.А. и др. Salyuk P.A., Glukhovets D.I., Mayor A.Yu., Moiseeva N.A. et al.



Рис. 3. Сравнение судовых измерений концентрации Хл-*a* (*Chl*_{flow}) и спутниковых измерений максимального значения индекса цвета (*MBR*): *a* — для стандартного алгоритма OC4 и региональной версии OC4-AP; *б* — для известного регионального алгоритма OC4-SO [3]; *в* — карта с местоположением квази-синхронных судовых и спутниковых измерений в районах около Антарктического полуострова

Fig. 3. Comparison of ship measurements of *Chl-a* concentration (Chl_{flow}) and satellite measurements of maximum band ratio (MBR): (*a*) for the standard bio-optical algorithm OC4 and the regional version of the algorithm — OC4-AP; (*b*) for the well-known regional algorithm OC4-SO [3]; (*c*) map with the location of quasi-synchronous ship and satellite measurements in areas near the Antarctic Peninsula

оценок концентрации Хл-а. При этом региональный алгоритм OC4-SO (формула (12), зеленый цвет) намного лучше описывает экспериментально полученные данные. Для сравнения также показана полученная в данной работе региональная регрессия OC4-AP (формула (13), синий цвет).

В табл. 1 представлены статистические метрики, характеризующие качество работы трех рассматриваемых биооптических алгоритмов. Использование стандартного биооптического алгоритма OC4 приводит к существенному занижению спутниковых оценок концентраций Хл-*a*, примерно в три раза ниже опорных измерений. Региональный алгоритм OC4-SO [3] также занижает оценки примерно в 1,3 раза. Это может быть связано с особенностями стандартных определений концентрации Хл-а методом HPLC, который использовался для разработки данного алгоритма. По результатам ряда исследователей (например, [6]), в Южном океане использование стандартного экстрактного флуоресцентного метода может приводить к завышению оценок концентрации Хл-*a* за счет нестандартного соотношения Хл-*a* и хлорофилла-*c*. Разра-

Таблица 1

Table 1

Сравнение статистических метрик, характеризующих качество работы биооптических алгоритмов для оценки концентрации Хл-а из спутниковых данных спектрорадиометра OLCI Comparison of statistical metrics characterising the quality of performance of bio-optical algorithms for estimating *Chl-a* concentration from OLCI spectroradiometer satellite data

Алгоритм	R2L	bias% _{mean}	bias% _{med}	k _{mean}	k _{med}	MAE%	RMSE
OC4	0,51	-64,4	-67,1	3,11	3,05	64,4	0,74
OC4-SO	0,48	-17,1	-19,1	1,37	1,24	28,5	0,36
OC4-AP	0,50	5,2	-3,5	1,05	1,04	26,3	0,29
Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...

ботанный в данной работе региональный алгоритм OC4-AP имеет значимо меньшие ошибки чем OC4-SO и OC4 для использованного экспериментального массива данных. Этот алгоритм может быть использован в случае, если необходимо получить дистанционную оценку концентрации Хл-*а* максимально приближенную к накопленному мировому опыту использования стандартных экстрактных спектрофотометрического и флуориметрического методов.

3.3. Анализ причин занижения спутниковых оценок концентрации Хл-а

Проанализированы биооптические причины, которые приводят к заниженным спутниковым оценкам концентрации Хл-*а* при использовании стандартного глобального алгоритма OC4 в водах вокруг Антарктического полуострова. На рис. 4 представлены диаграммы рассеяния, по которым можно судить о биооптических особенностях судовых данных, квази-синхронно полученных с качественными спутниковыми данными. Для квази-синхронной выборки, также как и для общих данных, представленных на рис. 2, в рейсе AMK79 наблюдалось меньшее содержание OPOB при большем содержании фикоэритрина, который в данном районе является признаком наличия криптофитовых водорослей. Общая значимая линейная связь между *Chl_{flow}* и $a_{g_{flow}}(443)$, а также между соленостью и $a_{g_{flow}}(443)$ отсутствует. При этом в отдельных районах образуются кластеры со значимой линейной связью между данными величинами. Это говорит о наличии разных типов OPOB или OPOB, находящихся на разных стадиях деградации в районе исследований, и может быть причиной увеличения дисперсии данных при сравнении контактных и дистанционных оценок концентрации Хл-а, представленных на рис. 4.

На рис. 5 показаны зависимости коэффициента занижения спутниковой оценки концентрации Хл-a по стандартному алгоритму OC4 ($k = Chl_{flow} / Chl_{sat_OC4}$) от трех возможных факторов. Видно, что коэффициент занижения может находиться в диапазоне 1,5—9 раз, и в соответствии с табл. 1 его среднее значение равно примерно 3,1 раза.

Можно выделить три причины, которые приводят к занижению спутниковых оценок концентрации Хл-*а* стандартным алгоритмом:

1) Уменьшение доли ОРОВ в показателе поглощения света. Коэффициент занижения k зависит от изменения отношения показателя поглощения ОРОВ к показателю поглощения взвешенными частицами $(a_{g \ flow} / a_{p \ flow})$ и достигает максимальных значений при минимальной доли ОРОВ (рис. 5, a).

2) Более сильный эффект упаковки пигментов клеток фитопланктона по сравнению с неполярными районами Мирового океана. Коэффициент занижения увеличивается при уменьшении абсолютной разницы между измеренным значением показателя поглощения взвешенными частицами $a_{p_flow}(443)$ и рассчитанным значением $a_{p_flow}(443)$ по стандартной модели [20], построенной по измерениям в центральной Атлантике (рис 5, δ).



Рис. 4. Диаграммы рассеяния биооптических и гидрологических характеристик, полученных из судовых данных квази-синхронно со спутниковыми измерениями

Fig. 4. Scatter plots of bio-optical and hydro-physical characteristics derived from shipboard data acquired quasi-synchronously with satellite measurements



Рис. 5. Анализ причин занижения спутниковых оценок концентрации Хл-*a* стандартным алгоритмом: *a* — фактор малой доли поглощения OPOB относительно поглощения взвесью (в основном фитопланктоном); *δ* — фактор меньшего поглощения взвесью относительно стандартных значений для неполярных районов; *в* — фактор увеличенного содержания фикоэритрина

Fig. 5. Analysis of the reasons for underestimation of satellite estimates of Chl-a concentration by the standard algorithm: (a) the factor of small fraction of absorption by CDOM relative to the absorption by particulate matter (mainly phytoplankton); (b) the factor of smaller absorption by particulate matter relative to standard values for non-polar regions; (c) the factor of increased phycoerythrin content

3) Увеличение содержания фикоэритрина (признак наличия криптофитовых водорослей для данного района исследований [28]). В случае относительно высоких значений $Fphy_{flow}$ наблюдается повышение коэффициента занижения (рис. 5, *в*). В работе [12] также получен вывод о влиянии фикоэритрина на занижение дистанционных оценок концентрации Хл-*а*, полученных по квазианалитическому алгоритму GIOP путем модельных исследований в пакете Hydrolight. В представленной работе аналогичный вывод получен на основе экспериментальных результатов для эмпирического алгоритма вида ОС4. По всей видимости, в данном случае важным является положение максимума поглощения света фикоэритрином в диапазоне 550–560 нм. Этот диапазон используется в стандартных эмпирических алгоритмах для нормировки коэффициентов яркости моря *Rrs*. Большее поглощение в диапазоне 550–560 нм приводит к уменьшению *Rrs* в этом же спектральном диапазоне [29], и соответственно, к завышению значений *MBR* (см. формулы (1), (5)) и занижению оценок концентраций Хл-*a* (см. формулы (3), (12), (13)).

4. Заключение

Проанализировано качество работы биооптических алгоритмов вида OC4 [26] для оценки концентрации Хл-а в водах вокруг Антарктического полуострова из данных спектрорадиометра OLCI со спутников Sentinel-3A и Sentinel-3B. Показано, что:

• Стандартный биооптический алгоритм ОС4 существенно занижает спутниковые оценки концентрации Хл-а от ~1,5 до ~9 раз (в среднем в ~3,1 раза).

• Известный региональный алгоритм OC4-SO [3], разработанный на основе сравнения с концентрациями Хл-а, определенных методом HPLC, обеспечивает приемлемые ошибки оценки концентрации Хл-а и может быть использован в качестве основного при всевозможных исследованиях, связанных с анализом концентрации Хл-а в водах вокруг Антарктического полуострова.

• Разработанный на основе данных судовых измерений региональный алгоритм OC4-AP имеет значительно меньшую ошибку по сравнению с известным стандартным и региональным алгоритмом и также может быть использован в случае, если необходимо получить дистанционную оценку концентрации Хл-а, максимально приближенную к накопленному мировому опыту использования стандартных экстрактных спектрофотометрического и флуориметрического методов.

Наблюдаемое занижение спутниковых оценок концентрации Хл-а по стандартному эмпирическому биооптическому алгоритму ОС4 можно связать, как минимум, с тремя причинами: малое относительное содержание ОРОВ, более сильный эффект упаковки пигментов в клетках фитопланктона по сравнению со средними значениями в Мировом океане, а также высокое содержание фикоэритрина. При этом нельзя

Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...

выделить универсального объяснения, поскольку биооптические особенности вод, окружающих Антарктический полуостров неоднородны. Присутствуют разные источники OPOB, находящегося на разных стадиях деградации. В фитопланктонных сообществах наблюдается различный по силе эффект упаковки пигментов клеток фитопланктона. Доминируют различные виды фитопланктона, включая водоросли, содержащие фикоэритрин.

Финансирование

Работы выполнены в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН № 124022100080-0 (создание биооптических алгоритмов и моделей) и № 124042300003-5 (разработка метода обработки данных проточного флуориметра); ИО РАН № FMWE-2024-0015 (адаптация метода ICAM, определение концентрации Хл-а); ИАПУ ДВО РАН № FWFW-2021-0001 (разработка проточного флуориметра); ИнБЮМ РАН № 124030100106-2 (получение первичных гидрооптических характеристик методом ICAM); МГИ РАН № FNNN-2024-0012 (получение судовых данных).

Funding

The research was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation: State tasks of POI FEB RAS No. 124022100080-0 (development of bio-optical algorithms and models) and No. 124042300003-5 (development of the method for processing flow fluorimeter data), SIO RAS No. FMWE-2024-0015 (adaptation of the ICAM method, determination of Chl-a concentrations), IACP FEB RAS No. FWFW-2021-0001 (development of the flow fluorimeter), IBSS RAS No. 124030100106-2 (acquisition of inherent optical properties by ICAM method), MHI RAS No. FNNN-2024-0012 (acquisition of ship data).

Литература

- 1. *Churilova T., Moiseeva N., Skorokhod E.* et al. Parameterization of Light Absorption of Phytoplankton, Non-algal Particles and Coloured Dissolved Organic Matter in the Atlantic Region of the Southern Ocean (Austral Summer of 2020) // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, N 3. Art. № 634. P. 1–24. doi:10.3390/rs15030634
- Pereira E.S., Garcia C.A.E. Evaluation of Satellite-Derived MODIS Chlorophyll Algorithms in the Northern Antarctic Peninsula // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2018. Vol. 149. P. 124–137. doi:10.1016/j.dsr2.2017.12.018
- 3. *Ferreira A., Brito A.C., Mendes C.R.B. et al.* OC4-SO: A New Chlorophyll-a Algorithm for the Western Antarctic Peninsula Using Multi-Sensor Satellite Data // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, N 5. Art. № 1052. P. 1–24. doi:10.3390/rs14051052
- 4. Zeng C., Xu H., Fischer A. Chlorophyll-a Estimation Around the Antarctica Peninsula Using Satellite Algorithms: Hints from Field Water Leaving Reflectance // Sensors. 2016. Vol. 16, N 12. Art. № 2075. P. 1–14. doi:10.3390/s16122075
- 5. Szeto M., Werdell P.J., Moore T.S., Campbell J.W. Are the World's Oceans Optically Different? // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116, N C7. Art. № C00H04. P. 1–14. doi:10.1029/2011JC007230
- 6. *Moutier W., Thomalla S., Bernard S. et al.* Evaluation of Chlorophyll-a and POC MODIS Aqua Products in the Southern Ocean // Remote Sensing. 2019. Vol. 11. № 15. Art. № 1793. P. 1–18. doi:10.3390/rs11151793
- Jena B. The effect of phytoplankton pigment composition and packaging on the retrieval of chlorophyll-a concentration from satellite observation in the Southern Ocean // International Journal of Remote Sensing. 2017. Vol. 38. P. 3763– 3784. doi:10.1080/01431161.2017.1308034
- 8. *Uitz J., Roesler C., Organelli E. et al.* Characterization of Bio-Optical Anomalies in the Kerguelen Region, Southern Indian Ocean: A Study Based on Shipborne Sampling and BioGeoChemical-Argo Profiling Floats // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023. Vol. 128, № 12. Art. № e2023JC019671. P. 1–33. doi:10.1029/2023JC019671
- Reynolds R.A., Stramski D., Mitchell B.G. A Chlorophyll-dependent Semianalytical Reflectance Model Derived from Field Measurements of Absorption and Backscattering Coefficients within the Southern Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, N C4. P. 7125–7138. doi:10.1029/1999JC000311
- 10. *Dierssen H.M., Smith R.C.* Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2000. Vol. 105, N C11. P. 26301–26312. doi:10.1029/1999JC000296
- 11. Salyuk P.A., Glukhovets D.I., Moiseeva N.A. et al. Phycoerythrin influence on the optical characteristics of seawater in the Atlantic sector of the Southern Ocean // Proceedings of SPIE. 2020. Vol. 11560. Art. № 1156056. P. 1–6. doi:10.1117/12.2575813
- 12. *Glukhovets D.I., Salyuk P.A., Moiseeva N.A.* Modeling the remote sensing reflectance spectra taking into account the absorption of phycoerythrin // Proceedings of SPIE. 2023. Vol. 12780. Art. № 127804H. P. 1–5. doi:10.1117/12.2692573

- 13. *Морозов Е.Г., Флинт М.В., Спиридонов В.А., Тараканов Р.Ю*. Программа комплексных экспедиционных исследований экосистемы атлантического сектора Южного океана (декабрь 2019 г. март 2020 г.) // Океанология. 2019. Т. 59, № 6. С. 1086–1088. doi:10.31857/S0030-15745961086-1088
- 14. *Морозов Е.Г., Флин М.В., Орлов А.М. и др.* Гидрофизические и экосистемные исследования в атлантическом секторе Антарктики (87-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океано-логия. 2022. Т. 62, № 5. С. 825–827. doi:10.31857/S003015742205015X
- 15. 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:10.59887/fpg/9rxr-badt-2vde
- 16. *Майор А.Ю., Павлов А.Н., Букин О.А.* Лазерный флуориметр. Патент на полезную модель RU108844 U1, 27.09.2011. Заявка № 2011113077/28 от 05.04.2011.
- 17. UNESCO Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Core Measurements; IOC Manuals and Guides; UNESCO.; UNESCO: Paris, France, 1994;
- Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a Determination: Improvements in Methodology // Oikos. 1978. Vol. 30, N 3. P. 438–447. doi:10.2307/3543338
- 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. doi:10.1016/S0015-3796(17)30778-3
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1998. Vol. 103, N C13. P. 31033–31044. doi:10.1029/98JC02712.
- 21. *Глуховец Д.И., Шеберстов О.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.
- Boss E., D'Sa E.J., Freeman S. et al. Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v 1.0); / Neeley A.R., Mannino A., Eds. // Ocean Optics & Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. IOCCG: Dartmouth, Canada. 2018. Vol. 1. 86 p.
- Mannino A., Novak M.G., Nelson N.B. et al. Measurement Protocol of Absorption by Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM) and Other Dissolved Materials (DRAFT) / Mannino A., Novak M.G., Eds. // IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation; IOCCG: Dartmouth, Canada. 2019. Vol. 5.
- 24. NASA Ocean Color. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ (дата обращения: 15.09.2024)
- 25. NASA Earthdata. Algorithm Publication Tool. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/resources/atbd/chlor_a/ (дата обращения: 15.09.2024). doi:10.5067/JCQB8QALDOYD
- O'Reilly J.E., Werdell P.J. Chlorophyll Algorithms for Ocean Color Sensors OC4, OC5 & OC6 // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 229. P. 32–47. doi:10.1016/j.rse.2019.04.021
- 27. Sosik H.M., Vernet M., Mitchell B.G. A Comparison of Particulate Absorption Properties between High and Mid-Latitude Surface Waters // Antarctic Journal of the United States. 1992. Vol. 27, N 5. P. 162–164.
- Sapozhnikov P.V., Kalinina O.Y., Morozova T.V. Phytopelagic Communities of the Powell Basin in the Summer of 2020 / In: Morozov, E.G., Flint, M.V., Spiridonov, V.A. (eds) // Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Advances in Polar Ecology. 2021. Vol. 6. Springer, Cham. doi:10.1007/978-3-030-78927-5_21
- 29. *Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H.* A semianalytic radiance model of ocean color // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1988. Vol. 93, N D9. P. 10909–10924. doi:10.1029/JD093iD09p10909

References

- Churilova T., Moiseeva N., Skorokhod E. et al. Parameterization of Light Absorption of Phytoplankton, Non-algal Particles and Coloured Dissolved Organic Matter in the Atlantic Region of the Southern Ocean (Austral Summer of 2020). *Remote Sensing*. 2023;15(3):634, 1–24. doi:10.3390/rs15030634
- Pereira E.S., Garcia C.A.E. Evaluation of Satellite-Derived MODIS Chlorophyll Algorithms in the Northern Antarctic Peninsula. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2018;149:124–137. doi:10.1016/j.dsr2.2017.12.018
- 3. Ferreira A., Brito A.C., Mendes C.R.B. et al. OC4-SO: A New Chlorophyll-a Algorithm for the Western Antarctic Peninsula Using Multi-Sensor Satellite Data. *Remote Sensing*. 2022; 14(5):1052, 1–24. doi:10.3390/rs14051052
- 4. Zeng C., Xu H., Fischer A. Chlorophyll-a Estimation Around the Antarctica Peninsula Using Satellite Algorithms: Hints from Field Water Leaving Reflectance. *Sensors*. 2016;16(12): 2075, 1–14. doi:10.3390/s16122075

Особенности работы эмпирических биооптических алгоритмов для оценки концентрации хлорофилла «а» из спутниковых данных... Features of empirical bio-optical algorithms for estimating chlorophyll-a concentration from satellite...

- 5. Szeto M., Werdell P.J., Moore T.S., Campbell J.W. Are the World's Oceans Optically Different? *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011;116(C7): C00H04, 1–14. doi:10.1029/2011JC007230
- 6. Moutier W., Thomalla S., Bernard S. et al. Evaluation of Chlorophyll-a and POC MODIS Aqua Products in the Southern Ocean. *Remote Sensing*. 2019, 11(15), 1793, 1–18. doi:10.3390/rs11151793
- Jena B. The effect of phytoplankton pigment composition and packaging on the retrieval of chlorophyll-a concentration from satellite observation in the Southern Ocean. *International Journal of Remote Sensing*. 2017;38:3763–3784. doi:10.1080/01431161.2017.1308034
- Uitz J., Roesler C., Organelli E. et al. Characterization of Bio-Optical Anomalies in the Kerguelen Region, Southern Indian Ocean: A Study Based on Shipborne Sampling and BioGeoChemical-Argo Profiling Floats. Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023;128(12): e2023JC019671, 1–33. doi:10.1029/2023JC019671
- Reynolds R.A., Stramski D., Mitchell B.G. A Chlorophyll-dependent Semianalytical Reflectance Model Derived from Field Measurements of Absorption and Backscattering Coefficients within the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2001;106(C4):7125–7138. doi:10.1029/1999JC000311
- 10. Dierssen H.M., Smith R.C. Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2000;105(C11):26301–26312. doi:10.1029/1999JC000296
- 11. Salyuk P.A., Glukhovets D.I., Moiseeva N.A. et al. Phycoerythrin influence on the optical characteristics of seawater in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Proceedings of SPIE*. 2020, 11560, 1156056, 1–6. doi:10.1117/12.2575813
- 12. Glukhovets D.I., Salyuk P.A., Moiseeva N.A. Modeling the remote sensing reflectance spectra taking into account the absorption of phycoerythrin. *Proceedings of SPIE*. 2023, 12780, 127804H, 1–5. doi:10.1117/12.2692573
- Morozov E.G., Flint M.V., Spiridonov V.A., Tarakanov R.Y. Multidisciplinary Program Of Field Studies Of The Ecosystem In The Atlantic Sector Of The Southern Ocean (December 2019–March 2020). *Oceanology*. 2019, 59(6), 989– 991. doi:10.1134/S0001437019060134
- Morozov E.G., Flint M.V., Orlov A.M. et al. Oceanographic and Ecosystem Studies In The Atlantic Sector Of Antarctica (Cruise 87 Of The Research Vessel Akademik Mstislav Keldysh). *Oceanology*. 2022, 62(5), 721–723. doi:10.1134/S0001437022050150
- Shtraikhert E.A., Zakharkov S.P., Salyuk P.A. et al. 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:10.59887/fpg/9rxr-badt-2vde (in Russian).
- 16. Major A. Yu., Pavlov A.N., Bukin O.A. Laser fluorimeter. Patent for utility model RU108844 U1, 09.27.2011. Application No. 2011113077/28 dated 04/05/2011 (in Russian).
- 17. UNESCO Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Core Measurements; IOC Manuals and Guides; UNESCO.; UNESCO: Paris, France, 1994.
- Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a Determination: Improvements in Methodology. *Oikos*. 1978, 30(3), 438–447. doi:10.2307/3543338
- 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. doi:10.1016/S0015-3796(17)30778-3
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 1998, 103(C13), 31033–31044. doi:10.1029/98JC02712
- 21. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Kopelevich O.V., Zajceva A.F., Pogosyan S.I. Measurement of sea water absorption factor using integrating sphere. *Light Engineering*. 2018, 26 (1), 120–126. doi:10.33383/2016-079
- Boss E., D'Sa E.J., Freeman S. et al. Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (v 1.0); / Neeley A.R., Mannino A., Eds. Ocean Optics & Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. IOCCG: Dartmouth, Canada. 2018, 1.
- 23. Mannino A., Novak M.G., Nelson N.B. et al. Measurement Protocol of Absorption by Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM) and Other Dissolved Materials (DRAFT) / Mannino A., Novak M.G., Eds. *IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation; IOCCG: Dartmouth, Canada.* 2019, 5.
- 24. NASA Ocean Color. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ (access date: 15.09.2024)
- 25. NASA Earthdata. Algorithm Publication Tool. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/resources/atbd/chlor_a/ (access date: 15.09.2024). doi:10.5067/JCQB8QALDOYD
- O'Reilly J.E., Werdell P.J. Chlorophyll Algorithms for Ocean Color Sensors OC4, OC5 & OC6. Remote Sensing of Environment. 2019, 229, 32–47. doi:10.1016/j.rse.2019.04.021

- 27. Sosik H.M., Vernet M., Mitchell B.G. A Comparison of Particulate Absorption Properties between High and Mid-Latitude Surface Waters. *Antarctic Journal of the United States*. 1992, 27(5), 162–164.
- Sapozhnikov P.V., Kalinina O.Y., Morozova T.V. Phytopelagic Communities of the Powell Basin in the Summer of 2020 / In: Morozov, E.G., Flint, M.V., Spiridonov, V.A. (eds). *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Advanc*es in Polar Ecology. 2021, 6. Springer, Cham. doi:10.1007/978-3-030-78927-5_21
- 29. Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H. A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 1988, 93(D9), 10909–10924. doi:10.1029/JD093iD09p10909

Об авторах

- САЛЮК Павел Анатольевич, кандидат физико-математических наук, доцент, заведующий лабораторией ФГБУН ТОИ ДВО РАН, ORCID: 0000-0002-3224-710X, Scopus AuthorID: 9737122900 WoS ResearcherID: E-8592-2014 SPIN-код (РИНЦ): 1454–3891, e-mail: pavel.salvuk@gmail.com
- ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, доцент Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0001-5641-4227, Scopus AuthorID: 57193736311, SPIN-код (РИНЦ): 6755–2450, e-mail: glukhovets@ocean.ru
- МАЙОР Александр Юрьевич, доктор технических наук, ведущий научный сотрудник ИАПУ ДВО РАН, ORCID: 0000-0002-3562-3078, Scopus AuthorID: 7004476231, WoS ResearcherID: Q-3232-2016, WoS ResearcherID: IWU-7669-2023 SPIN-код (РИНЦ): 1453-1568, e-mail: mayor@iacp.dvo.ru
- МОИСЕЕВА Наталия Александровна, научный сотрудник лаборатории фотосинтеза и биооптики ФИЦ ИнБЮМ, ORCID: 0000-0003-1356-7981, Scopus AuthorID: 57194431032, WoS ResearcherID: AAH-2819-2019, SPIN-код (РИНЦ): 8946-3315, e-mail: nataliya-moiseeva@yandex.ru
- ШТРАЙХЕРТ Елена Аркадьевна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник ФГБУН ТОИ ДВО РАН, ORCID: 0000-0001-5989-8300, Scopus AuthorID: 6508136408, WoS ResearcherID: AAF-8788-2021, e-mail: straj@poi.dvo.ru
- ЛАТУШКИН Александр Александрович, кандидат географических наук, научный сотрудник МГИ РАН, ORCID ID: 0000-0002-3412-7339, Scopus Author ID: 56298305600, WoS ResearcherID: U-8871-2019, SPIN-код (РИНЦ): 1239-2858, e-mail: sevsalat@gmail.com
- ЛИПИНСКАЯ Надежда Александровна, кандидат физико-математических наук, младший научный сотрудник ФГБУН ТОИ ДВО РАН, ORCID: 0000-0002-3177-4426, Scopus AuthorID: 57220162152, WoS ResearcherID: AGE-0831-2022, SPIN-код (РИНЦ): 2826-5686, e-mail: ef.na.hc@gmail.com
- ГОЛИК Ирина Анатольевна, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник ФГБУН ТОИ ДВО РАН, ORCID: 0000-0002-8943-714X, Scopus AuthorID: 36720288800, WoS ResearcherID: Z-1730-2019, SPIN-код (РИНЦ): 5282-4384, e-mail: primorochka@mail.ru
- MOШАРОВ Сергей Александрович, кандидат биологических наук, доцент, ведущий научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0002-0055-8982, Scopus AuthorID: 6506209324, WoS ResearcherID: O-2565-2013, SPIN-код (РИНЦ): 9239-1256, e-mail: sampost@list.ru
- ГОРБОВ Максим Иванович, инженер ФГБУН ТОИ ДВО РАН, ORCID: 0009-0001-0057-0869, e-mail: maxgorbov@mail.ru

DOI 10.59887/2073-6673.2024.17(3)-10

УДК 551.480+556.555.4/5

© И. А. Суторихин^{1,3*}, В. В. Кириллов¹, С. А. Литвиненко¹, Р. К. Свиридов¹, В. А. Соловьев², Г. В. Феттер¹, 2024 ¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, 656038 РФ Алтайский край г. Барнаул ул. Молодежная, 1 ²Алтайский государственный технический университет им. И.И. Ползунова, 656049, РФ Алтайский край, г. Барнаул, пр-кт Ленина, 46

³Федеральный исследовательский центр информационных и вычислительных технологий, РФ Новосибирская область, 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Лаврентьева, 6 *sia@iwep.ru

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЗЕРА МАНЖЕРОКСКОГО ПОСЛЕ ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ

Статья поступила в редакцию 23.01.2024, после доработки 17.09.2024, принята в печать 25.09.2024

Аннотация

Приведены данные по сезонной и многолетней динамике гидрофизических характеристик на акватории Манжерокского озера (Республика Алтай) после дноуглубительных работ 2017–2018 гг. Экспедиционные исследования были проведены в период ледостава в апреле 2021, а также летнего прогрева озера в июле 2021 и 2023 гг. Исследованы спектральный показатель ослабления света в диапазоне 400–800 нм, относительная прозрачности воды по белому диску, скорость движения воды в поверхностных и придонных горизонтах, а также температурная стратификация. Установлено, что открывшиеся придонные источники грунтовых вод способствовали размыву и растворению не полностью удаленного илового слоя, что определило высокие значения спектрального показателя ослабления света и низкую относительную прозрачность воды. Результаты исследований в июле 2023 г. показали существенные изменения гидрофизических характеристик по сравнению с 2021 г., свидетельствующие об улучшении экологического состояния озера в многолетнем аспекте за период с 2018 по 2023 год. Сравнение весенних и летних данных динамики спектрального показателя ослабления света на разных глубинах для озера Манжерокского с другими пресноводными слабопроточными озерами показало, что этот гидрооптический параметр для исследуемого озера максимален в период ледостава, в то время как для других озер отмечается его минимум в эту фазу годового лимнического цикла.

Ключевые слова: озеро Манжерокское, дноуглубительные работы, иловый слой, грунтовые воды, относительная прозрачность воды, спектральный показатель ослабления, скорость движения воды, температурная стратификация

UDC 551.480+556.555.4/5

© I. A. Sutorikhin^{1,3*}, V. V. Kirillov¹, S. A. Litvinenko¹, R. K. Sviridov¹, V. A. Soloviev², G. V. Fetter¹, 2024

¹Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, 656037 Russian Federation, Altai Territory, Barnaul, Molodezhnaya str., 1

²Altai State Technical University named after I.I. Polzunov, 656049, Russian Federation, Altai Territory, Barnaul, ave. Lenin Street, 46

³Federal Research Center for Information and Computing Technologies, Russian Federation Novosibirsk Region, 630090, Novosibirsk, Akademika Lavrentieva Avenue, 6

* sia@iwep.ru

HYDROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF LAKE MANZHEROK AFTER DREDGING

Received 23.01.2024, Revised 17.09.2024, Accepted 25.09.2024

Abstract

Data on seasonal and long-term dynamics of hydrophysical characteristics in the water area of Lake Manzheroksky (Altai Republic) after dredging in 2017–2018 are presented. The expedition studies were conducted during the ice age in April 2021, as well as the summer warming of the lake in July 2021 and 2023. The spectral index of light attenuation in the range of 400–800 nm, the relative transparency of water over a white disk, the velocity of water movement in surface and bottom horizons, as well as temperature stratification are studied. It was found that the discovered bottom groundwater sources contributed to the erosion and

Ссылка для цитирования: *Суторихин И.А., Кириллов В.В., Литвиненко С.А., Свиридов Р.К., Соловьев В.А., Феттер Г.В.* Гидрофизические характеристики озера Манжерокского после дноуглубительных работ // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. Т. 17, № 3. С. 115–126. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-10

For citation: Sutorikhin I.A., Kirillov V.V., Litvinenko S.A., Sviridov R.K., Soloviev V.A., Fetter G.V. Hydrophysical Characteristics of Lake Manzherok after Dredging. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):115–126. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-10

dissolution of the not completely removed silt layer, which determined high values of the spectral index of light attenuation and low relative transparency of the water. The research results in July 2023 showed significant changes in hydrophysical characteristics compared to 2021, indicating an improvement in the ecological condition of the lake in a long-term aspect for the period from 2018 to 2023.

A comparison of spring and summer data on the dynamics of the spectral index of light attenuation at different depths for Lake Manzheroksky with other freshwater low-flow lakes showed that this hydro-optical parameter for the studied lake is maximum during the ice age, while for other lakes its minimum is noted in this phase of the annual limnic cycle.

Keywords: lake Manzheroksky, dredging, silt layer, groundwater, relative water transparency, spectral attenuation index, water velocity, temperature stratification

1. Введение

Естественная эволюция озер включает изменение морфометрии их котловин и эвтрофирование. Под воздействием хозяйственной деятельности на расположенном в Майминском районе Республики Алтай озере Манжерокском и его водосборном бассейне, произошло ускорение этих процессов и ухудшение условий для рекреационного использования водоема [1]. В 2017–2018 гг. с целью замедления зарастания и заполнения чаши оз. Манжерокское илами с высоким содержанием органического вещества был реализован проект по экологической реабилитации озера, в котором в качестве основного мероприятия было предусмотрено дноуглубление с удалением донных илов в его центральной части [2].

Результаты экологических исследований по комплексу физических, химических и биологических характеристик воды и донных отложений озера сразу после проведения этих работ свидетельствовали, в соответствии с Критериями оценки экологической обстановки [3], о «чрезвычайной экологической ситуации» на озере Манжерокское в августе 2018 г. [4].

В 2019—2020 гг. в соответствии с Программой Министерства природных ресурсов и экологии Республики Алтай по мониторингу состояния акватории озера был изучен химический состав, содержание взвешенных веществ, мутность и окисляемость воды. Была установлена тенденция последовательного ежегодного снижения содержания взвешенных частиц и улучшения экологического состояния озера после проведения реабилитационных мероприятий с прогнозом на ближайшие 1–2 года сохранения позитивных трендов самовосстановления его экосистемы [2].

Цель наших исследований — сделать количественную оценку изменения гидрофизических параметров озерной воды после дноуглубления с удалением донных илов в центральной части озера, выявить их сезонную и межгодовую динамику в период ледостава и летнего прогрева. Для этого в 2021 и 2023 гг. на разных участках акватории были исследованы относительная и спектральная прозрачность, горизонтальные и вертикальные скорости движения воды, температурная стратификация по глубине.

2. Объект исследований

Предгорное озеро Манжерокское, расположено на древней террасе правого берега реки Катунь на 90– 92 м выше уреза и на высоте 376–380 м над уровнем моря (Цимбалей, 2008). Озеро имеет форму эллипса, вытянутого с юго-запада на северо-восток на 1100 м с наибольшей шириной около 400 м. Водосборный бассейн озера небольшой — всего 7,67 км². Питание озера осуществляется временным поверхностным стоком с горы Синюхи, атмосферными осадками и грунтовыми водами. Водоем относится к слабопроточным с замедленным водообменом. На юго-западе из него вытекает руч. Озерный, впадающий в р. Едрала (приток р. Катунь).

При отметке уровня 375,5 м, соответствующей среднегодовому меженному уровню воды в озере и обеспечивающей его режим постоянного функционирования, в 2015 г. по данным ООО «Запсибгипроводхоз» (г. Новосибирск) площадь акватории составляла 0,35 км², объем — 568,6 тыс. м³. Максимальная глубина — 3 м. Почти все дно озера в 2015 г. покрывали высокодисперсные минерально-органические илы (сапропель) мощностью 2–2,5 м. по данным [1].

В 2017–2018 гг. с использованием электрического земснаряда ЛС-27 на площади 0,15 км² было изъято и перемещено на северный фланг озерной котловины 217,3 тыс. м³ донных илов. Средняя глубина расчистки составила 1,34 м при максимальной 2,06 м. Вероятно, вследствие активизации источников подземных вод (родников) на дне и в восточном борту озера, вскрывшихся после дноуглубительных работ, в течение всего 2020 года наблюдался стабильно высокий уровень воды –376,2 м [1]. По данным ООО «Центр инженерных технологий» (г. Барнаул) в 2021 г. при отметке уровня 375,5 м площадь акватории составляла 0,38 км², объем — 680,5 тыс. м³.

3. Пункты и методы исследований

Для сравнительной оценки изменения гидрофизических характеристик воды на разных участках акватории озера были выбраны шесть станций (рис. 1), координаты которых приведены в табл. 1.

Первая серия экспедиционных работ на озере была проведена в апреле 2021 г. в период наличия ледового покрова. Вторая и третья — в июле 2021 и 2023 годов.

Пробы воды отбирали батометром Рутнера. В период ледостава в 2021 г. — из пробуренных лунок диаметром 18 см из подледного горизонта и слоя, близкого к придонному. Толщина льда для разных станций изменялась от 45 до 55 см. Летом 2021 и 2023 гг. пробы отбирали с катамарана из поверхностного и придонного слоев воды.

В камеральных условия в отобранных пробах на спектрофотометре ПЭ-5400УФ определяли спектральный коэффициент пропускания света. Измерения проводили с шагом 30 нм в интервале 400-800 нм. Водные пробы помещали в кварцевые (измерительные) кюветы размером 20 × 50 мм. В канале сравнения в аналогичных кюветах находилась деионизированная бидистиллированная вода.



Рис. 1. Схема расположения станции при измерении гидрофизических параметров и отборе проб воды на акватории озера Манжерокского

Fig. 1. The layout of the station for measuring hydrophysical parameters and sampling water in the water area of Lake Manzheroksky

Таблица 1 Table 1

Координаты станций и глубина в местах проведения измерений в 2021 и 2023 гг. Station coordinates and depth at the measurement sites in 2021 and 2023

No orrow	Координаты	Глубина, см		
л⁰ станции		10.04.2021	11.07.2021	06.07.2023
C1	51°49′20,6″ 85°48′36,7″	280	280	270
C2	51°49′27,2″ 85°48′51,8″	120	110	100
C3	51°49′15,7″ 85°48′45,7″	360	350	350
C4	51°49′09,5″ 85°48′27,2″	150	150	140
C5	51°49′15,7″ 85°48′36,7″	400	400	390
C6	51°49′18,2″ 85°48′40,7″	370	370	360

Гидрооптическая характеристика — спектральный показатель ослабления света ε(λ) рассчитывался по формуле:

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{1}{L} In1 / T,$$

где L — длина кюветы, $T = I/I_0$ — прозрачность в относительных единицах, I, I_0 — интенсивности прошедшего и падающего света, соответственно, λ — длина волны света. Абсолютная погрешность величины $\varepsilon(\lambda)$ обусловлена погрешностью измерения коэффициента пропускания с помощью спектрофотометра и погрешностью определения длины кюветы. Максимальная абсолютная погрешность измерений показателя ослабления света составила около 0,5 м⁻¹.

В серии экспедиционных измерений в июле 2023 г. дополнительно проводилась фильтрация водных проб через мембранные фильтры. Были использованы мембранные фильтры «Владипор» ОС-3 с диаметром пор 0,85–1,0 мкм. Фильтры выполнены в виде дисков с диаметром 35 мм и общей пористостью 80–85 %. После фильтрации вновь проводилось определение $\varepsilon(\lambda)$, что позволило из сравнения фильтрованных и нефильтрованных проб оценить влияние нерастворимых веществ на ход зависимости $\varepsilon(\lambda)$.

4. Результаты и обсуждение

4.1. Гидрооптика

Результаты определения $\varepsilon(\lambda)$ в подледном и придонных горизонтах в апреле 2021 г. для станций № 1 и № 3 приведены на рис. 2.

Наиболее замутненный слой воды был зарегистрирован на придонных горизонтах для всех станций в зоне проведенных дноуглубительных работ.

Исследования пресноводных озер Алтайского края и Республики Алтай (Большое Островное, Красиловское, Иткуль, Телецкое) в период ледостава, проведенные ранее в ИВЭП СО РАН, показывают [5], что наиболее высокая спектральная прозрачность воды отмечается именно в этот период. Причин здесь несколько: во-первых, угнетается деятельность гидробиологических процессов внутри водоема; во-вторых, водная поверхность экранируется от атмосферы слоем льда и снега; в-третьих, отсутствуют ветровые волны, перемешивающие и перемещающие поверхностный слой воды [6, 7].

Для летнего периода 2021 г. тенденция повышенной мутности придонных слоев сохранилась, так же как и в апреле, хотя можно отметить некоторое уменьшение значений $\varepsilon(\lambda)$ по сравнению с поверхностным слоем (рис. 3).

Измерения в летний период 2023 г. показали существенное увеличение по сравнению с 2021 г. относительной прозрачности воды по белому диску до 45–55 см. Ход зависимости $\varepsilon(\lambda)$ на разных станциях и глубинах также претерпел изменения в плане уменьшения ее значений (рис. 4).

Определение зависимости $\varepsilon(\lambda)$ после фильтрации показало существенный вклад не растворенных взвешенных веществ в уменьшение ее значений. В качестве примера для станций № 1 и № 3 показан ход графиков $\varepsilon(\lambda)$ на рис. 5 и 6.



Рис. 2. Зависимость спектрального показателя ослабления света от глубины в период ледостава для станций № 1 (*a*) и № 3 (*б*)

Fig. 2. Dependence of the spectral index of light attenuation on depth during the ice age for stations No. 1 (*a*) and No. 3 (*b*)



Рис. 3. Зависимость спектрального показателя ослабления света от глубины в летний период 2021 г. для станций № 1 (*a*) и № 3 (*б*)

Fig. 3. Dependence of the spectral index of light attenuation on depth in the summer period of 2021 for stations No. 1 (*a*) and No. 3 (*b*)



Рис. 4. Зависимость спектрального показателя ослабления света от глубины в летний период 2023 г. для станций № 1 (*a*) и № 3 (*б*)

Fig. 4. Dependence of the spectral index of light attenuation on depth in the summer period of 2023 for stations No. 1 (*a*) and No. 3 (*b*)



Рис. 5. Зависимость спектрального показателя ослабления света до фильтрации (0 м) и после фильтрации (0 * м) для станций № 1 в поверхностном (*a*) и в придонном (*б*) слое воды

Fig. 5. Dependence of the spectral index of light attenuation before filtration (0 m) and after filtration (0 * m) for stations No. 1 in the surface (a) and bottom (b) water layer



Рис. 6. Зависимость спектрального показателя ослабления света до фильтрации и после фильтрации для станций № 3 в поверхностном (*a*) и в придонном (*б*) слое воды

Fig. 6. Dependence of the spectral index of light attenuation before and after filtration for stations No. 3 in the surface (*a*) and bottom (*b*) water layer

По результатам определения массовой концентрации нерастворимых веществ, осевших на фильтрах, и после высушивания их до постоянного веса с учетом объема фильтрата были получены значения объемной концентрации на разных глубинах участков акватории оз. Манжерокское, которые приведены в табл. 2.

Диапазон изменений объемной концентрации нерастворимых веществ на разных глубинах озера составил от 22 до 62 мг/л. Наибольшие значения были зарегистрированы в придонных слоях.

Относительная прозрачность воды по белому диска на участках акватории озера в 2021 и 2023 гг. приведены в табл. 3.

Таблица 2

Table 2

Объемная концентрация не растворимых веществ на разных глубинах участков акватории оз. Манжерокское Volume concentration of insoluble substances at different depths of the lake water area Manzheroksky

№ станции	Глубина, м	Объемная концентрация, мг/л
	0	30
CI	2	48
C2	0	36
<u></u>	0	25
03	3,5	54
C4	0	33
65	0	22
0.5	3,6	28
	0	35
6	3,4	62

Таблица З

Table 3

Относительная прозрачность воды по белому диска на участках акватории озера в июле 2021 и 2023 гг. Relative transparency of water according to the white disk in sections of the lake's water area in July 2021 and 2023

NG	Глубина видимости белого диска, см/		
л станции	2021	2023	
C1	15	40	
C2	12	45	
C3	15	45	

Окончание табл. 3

Fin table 3

No emercerer	Глубина видимости белого диска, см/		
л станции	2021	2023	
C4	12	40	
C5	15	40	
C6	15	45	

В целом за исследуемый период с 2021 по 2023 гг. изменения гидрооптических характеристик в озере составило: видимость белого диска увеличилась с 12-15 см до 40-45 см, и ход зависимости $\epsilon(\lambda)$ в диапазоне 400-800 нм на разных глубинах существенно уменьшился, что свидетельствует о положительной динамике в изменении экологического состояния озера по гидрооптическим характеристикам.

Как показали наши исследования в 2021 г. [8], проведенные дноуглубительные работы вскрыли мощные придонные источники грунтовых вод, которые стали интенсивно размывать и растворять не полностью удаленный иловый слой и препятствовать оседанию взвеси. Повторные гидрооптические исследования в июле 2023 г. позволили получить данные, свидетельствующие о существенном изменений в положительную сторону экологического состояния озера по этому показателю.

4.2. Измерение скоростей течений

Измерение скоростей течений на разных глубинных горизонтах — довольно сложная проблема, поскольку величины скоростей, как правило, имеют малые значения и стандартные гидрологические вертушки из-за большой массы и высокой инертности оказываются неприменимы.

Для измерения скоростей подледных течений на разных глубинах водоемов был создан макет прибора, в основе которого применен механизм от водоизмерительного устройства СГВ-15. Как показали предварительные стендовые исследования, указанные водоизмерительные устройства довольно чувствительны к малым скоростям движения воды и имеют малую инерционность. Это обусловлено тем, что крыльчатка счетчика закреплена в конусных подвесах, выполнена из пластмассы и имеет массу порядка 6 г. Со счетным механизмом крыльчатка связана через водонепроницаемую прочную диафрагму посредством взаимодействия постоянных магнитов, что в свою очередь обеспечивает герметичность измерительной части датчика [7].

Калибровка макета прибора проводилась в стендовых условиях, когда макет погружался в бассейн с водой, а штанга вертикально закреплялась на подвижной каретке. Скорость движения каретки задавалась электродвигателем с шестеренчатым редуктором и могла изменяться в диапазоне от 1 до 40 мм/с. Для повышения чувствительности прибора на входной патрубок измерительного блока диметром 20 мм устанавливалась воронка внешним диаметром 100 мм. По результатам калибровки был получен график, который определял величину импульсно-модулированного сигнала с оптоэлектронной пары от скорости движения воды. В ходе калибровки было установлено, что предельная чувствительность макета прибора для малых скоростей движения равна 1 мм/с. Абсолютная погрешность измерений в указанном диапазоне скоростей соответствовала 0,5 мм/с. Результаты калибровки были запрограммированы в блоке обработки и на экране дисплея выводились данные о скорости движения воды в мм/с. Для учета неоднородности скорости движения воды при проведении измерений было предусмотрено усреднение по времени с интервалом в 10, 15 и 20 с.

Результаты измерений скоростей течений в 2021 и 2023 приведены в таблицах 4-6.

Таблица 4

Table 4

Данные измерений скоростей движения воды в поверхностном и придонном слоях воды в горизонтальном и вертикальном направлениях на оз. Манжерокском 14 апреля 2021 года

Data of measurements of the velocities of water movement in the surface and bottom layers of water in the horizontal and vertical directions on the Lake Manzheroksky on April 14, 2021

No emerican	Скорость в поверхностном слое, мм/с		Скорость в придонном слое, мм/с	
л станции	горизонтальная	вертикальная	горизонтальная	вертикальная
C1	0	0	3	1
C2	0	0	2	0

Окончание табл. 4

Fin table 4

№ станции	Скорость в поверхностном слое, мм/с		Скорость в придонном слое, мм/с	
	горизонтальная	вертикальная	горизонтальная	вертикальная
C3	5	4	8	5
C4	0	0	3	1
C5	2	3	4	3
C6	3	1	4	3

Таблица 5

Table 5

Данные измерений скоростей движения воды в поверхностном и придонном слоях воды в горизонтальном и вертикальном направлениях на оз. Манжерокском 13 июля 2021 года

Measurement data of the velocities of water movement in the surface and bottom layers of water in the horizontal and vertical directions on the Lake Manzheroksky on July 13, 2021

№ станции	Скорость в поверхностном слое, мм/с		Скорость в придонном слое, мм/с	
	горизонтальная	вертикальная	горизонтальная	вертикальная
C1	0	0	1	1
C2	0	0	1	0
C3	2	1	5	3
C4	0	0	2	0
C5	1	1	2	3
C6	2	1	2	3

Таблица б

Table 6

Данные измерений скорости движения воды в поверхностном и придонном слоях воды в горизонтальном и вертикальном направлениях на оз. Манжерокском 6 июля 2023 года

Measurement data of the velocity of water movement in the surface and bottom layers of water in the horizontal and vertical directions on the Lake Manzheroksky on July 6, 2023

Nº	Скорость в поверхностном слое, мм/с		Скорость в придонном слое, мм/с	
станции	горизонтальная	вертикальная	горизонтальная	вертикальная
C1	0	0	0	0
C2	0	0	0	0
C3	0	0	1	2
C4	0	0	0	2
C5	0	0	1	0
C6	0	0	1	1

В целом, полученные данные указывают на существование в озере Манжерокском течений воды, вызванных разгрузкой (выходом) на расчищенном дне озера грунтовых вод, поступающих с подземных стоков с северо-западного и юго-восточного борта озерной котловины.

Поскольку юго-восточный борт котловины (макросклон г. Мал. Синюха) более крутой и протяженный, по сравнению с выположенным северо-западным бортом, то подземный сток с него создает более значительный гидродинамический напор и обусловливает в весенний период 2021 г. на дне озера максимальные скорости течения, как в поверхностном, так и в придонных слоях — до 5–8 мм/с (табл. 4).

В летнее время горизонтальные и вертикальные скорости течений существенно уменьшились (табл. 5), а в 2023 г. из-за заиливания дна для большей части станций практически не регистрировались (табл. 6).

Как показали наши исследования в 2021 г. [8], причина заключалась в том, что проведенные дноочистительные работы вскрыли мощные придонные источники, которые стали интенсивно размывать и растворять не полностью удаленный иловый слой и препятствовать оседанию гидровзвеси. Повторные гидрооптические исследования в июле 2023 г. позволили получить данные, свидетельствующие о существенном изменении в положительную сторону экологического состояния этого озера.

4.3. Измерения температуры

Профиль температуры по глубине определяли с использованием дискретного цифрового измерителя ДЦИТ — 10/0,5 [9]. Цифровые температурные датчики DS-18 на кабель-тросе располагались с интервалом 0,5 м. Опрос датчиков мог задаваться программно и был установлен с периодом 30 с. Точность измерения температуры составляла +/- 0,1 °C.

Графики температурных стратификаций по глубине воды озера в период ледостава и фазу летнего прогрева приведены на рис. 7 и 8.

Анализ полученных термограмм озерной воды показал следующее:

- минимальная температура воды 0-0,5 °C была зарегистрирована подо льдом;

 – распределение температур воды по глубине на расчищенной и нерасчищенной части озера в целом различается, как для периода ледостава, так и фазы летнего прогрева, что объясняется влиянием придонных источников;



Рис. 7. Графики температуры воды на нерасчищенной (*a*) и расчищенной (*б*) части озера Манжерокского во время ледостава

Fig. 7. Graphs of the water temperature on the untreated (a) and cleared (b) parts of Lake Manzheroksky during the ice age



Рис. 8. График температуры воды на нерасчищенной части Манжерокского озера (*a*) и на расчищенной части (*б*) в фазу летнего прогрева

Fig. 8. Graph of the water temperature on the untreated part of Lake Manzheroksky (*a*) and on the cleared part (*b*) during the summer warming phase

— для периода ледостава графики температур воды на площади расчистки дна озера однотипны и в целом характеризуются постепенным увеличением до 3-4 °C на глубине 1-3 м и затем ее стабилизацией и небольшим увеличением в придонной части озера. Это указывает на поступление со дна озера более теплых (>4 °C) подземных вод и их смешивание с поверхностным слоем на глубинах 1-3 м (см. рис. 6.). Подтверждение этому дают и измерения вертикальной и горизонтальной скорости движения воды в отмеченных местах (см. табл. 4 и 5):

— в фазу летнего прогрева воды в озере ход температурной стратификации по глубине относительно периода ледостава меняется на противоположный (рис. 8, *a* и *б*) с характерным влиянием на динамику температуры грунтовых источников на глубинах ниже 2,5 м.

5. Заключение и выводы

На основании проведенных в 2021 г. гидрофизических исследований оз. Манжерокское в период ледостава и фазу летнего прогрева воды были получены данные о спектральном показателе ослабления света в диапазоне 400–800 нм, обнаружены и измерены скорости горизонтального и вертикального движения воды, обусловленные грунтовыми источниками, открывшимися после дноуглубления озера в 2017–2018 гг., измерена прозрачность воды по белому диску, определена стратификация температуры по глубине на разных участках акватории. Сравнение весенних и летних данных динамики спектрального показателя ослабления света на разных глубинах для озера Манжерокского с другими пресноводными слабопроточными озерами показало, что этот гидрооптический параметр для исследуемого озера максимален в период ледостава, в то время как для других озер отмечается его минимум в эту фазу годового лимнического цикла. Повышенная мутность и низкие значения относительной прозрачности воды озера по белому диску до 15–20 см определяют открывшиеся придонные источники грунтовых вод, которые способствовали размыву и растворению не полностью удаленного илового слоя и противодействовали оседанию взвеси. Это подтверждается обнаруженными вертикальными потоками воды у дна и значительной неоднородностью температурной стратификации по глубине.

Результаты экспедиционных исследований в июле 2023 г. показали существенные изменения гидрофизических характеристик по сравнению с 2021 г., свидетельствующие об улучшении экологического состояния озера в многолетнем аспекте за период 2018–2023 гг.

Благодарности

Авторы выражают благодарность к. б. н., н. с. Ковешникову М.И. за содействие в отборе водных проб и проведении измерений.

Acknowledgments

The authors express their gratitude to Ph.D., Researcher. Koveshnikov M.I. for assistance in collecting water samples and carrying out measurements.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН по проекту FUFZ-2021-0001 при частичной финансовой поддержке экспедиционных исследований Всесезонным курортом Манжерок.

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences under the project FUFZ-2021-0001 with partial financial support for expeditionary research by the Manzherok all-season resort.

Литература

- 1. *Робертус Ю.В., Кивацкая А.В., Любимов Р.В., Ситникова В.А.* Экологическое состояние акватории Манжерокского озера // Природные ресурсы Горного Алтая. 2019. № 1–2. С. 85–89.
- 2. *Робертус Ю.В., Пузанов А.В., Кивацкая А.В., Любимов Р.В.* Экологические последствия реабилитации Манжерокского озера (Республика Алтай) // Вода и экология: проблемы и решения. 2021. № 1 (85). С. 41–49. doi:10.23968/2305-3488.2021.26.1.41-49

Гидрофизические характеристики озера Манжерокскогопосле дноуглубительных работ Hydrophysical characteristics of Lake Manzherok after dredging

- Методика (утв. Минприроды РФ 30.11.1992) «Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия» [Электронный ресурс]: СПС «Консультант Плюс». URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_90799/ (дата обращения: 04.11.2021).
- 4. Безматерных Д.М., Кириллов В.В., Ермолаева Н.И., Киприянова Л.М., Яныгина Л.В., Митрофанова Е.Ю, Вдовина О.Н. Зарубина Е.Ю Влияние дноуглубительных работ на санитарно-микробиологические и гидробиологические характеристики озера Манжерокского (Республика Алтай) // Водное хозяйство России. 2020. № 3. С. 106–127. doi:10.35567/1999-4508-2020-3-8
- 5. *Суторихин И.А., Букатый В.И., Харламова Н.Ф., Акулова О.Б.* Климатические условия и гидрооптические характеристики пресноводных озер Алтайского края/отв. редактор В.Н. Седалищев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 162 с.
- 6. Dokulil M.T., Herziga A., Somogyib B. et al. Winter conditions in six European shallow lakes: a comparative synopsis // Estonian Journal Ecology. 2014. Vol. 63, N 3. P. 111. doi:10.3176/eco.2014.3.01
- 7. *Суторихин И.А., Литвиненко С.А., Соловьев В.А., Каменев А.Р.* Измерение малых скоростей подледных течений на разных глубинах Телецкого озера // Ползуновский альманах. 2021. № 4. С. 39–42.
- 8. Sutorikhin I.A., Vinokurov Yu.I., Vinokurova G.V., Kirillov V.V., Litvinenko S.A., Robertus Yu.V., Soloviev V.A. Hydrophysical Researches of Manzherokskoye Lake Water After Dredging // Proc. SPIE12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 123414J. doi:10.1117/12.2644897
- Зуев В.В., Кураков С.А., Суторихин И.А. и др. 2014. Автономный многоканальный измерительный комплекс для регистрации метеорологических и гидрофизических параметров. Измерение, контроль, информатизация // Материалы XV международной научно-технической конференции. Барнаул: Изд-во АлтГТУ, 2014. С. 186.
- Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Республики Алтай в 2019 году / Под ред. Ю.В. Робертуса. Горно-Алтайск, 2019. 120 с.

References

- 1. Robertus Yu.V., Kivatskaya A.V., Lyubimov R.V., Sitnikova V.A. Ecological state of the water area of Lake Manzherok. *Natural Resources of Gorny Altai*. 2019;1–2:85–89 (in Russian).
- Robertus Yu.V., Puzanov A.V., Kivatskaya A.V., Lyubimov R.V. Environmental consequences of the rehabilitation of Lake Manzherok (Altai Republic). *Water and Ecology: Problems and Solutions*. 2021;1(85):41–49. doi:10.23968/2305-3488.2021.26.1.41-49 (in Russian).
- Methodology (approved by the Ministry of Natural Resources of the Russian Federation on November 30, 1992) "Criteria for assessing the environmental situation of territories to identify zones of environmental emergency and zones of environmental disaster" [Electronic resource]: SPS "Consultant Plus". URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_90799/ (date of access: 11.04.2021) (in Russian).
- Bezmaternykh D.M., Kirillov V.V., Ermolaeva N.I., Kipriyanova L.M., Yanygina L.V., Mitrofanova E. Yu., Vdovina O.N. Zarubina E. Yu. Influence of dredging on the sanitary-microbiological and hydrobiological characteristics of Lake Manzherokskoye (Altai Republic). *Water Management of Russia*. 2020;3:106–127. doi:10.35567/1999-4508-2020-3-8. (in Russian)
- Sutorikhin I.A., Bukaty V.I., Kharlamova N.F., Akulova O.B. *Climatic conditions and hydro-optical characteristics of freshwater lakes in the Altai Territory*/resp. editor V.N. Sedalishchev. Novosibirsk: Publishing house SB RAS; 2016. 162 p. (in Russian).
- 6. Dokulil M.T., Herziga A., Somogyib B. et al. Winter conditions in six European shallow lakes: a comparative synopsis. *Estonian Journal Ecology*. 2014;63(3):111. doi:10.3176/eco.2014.3.01
- 7. Sutorikhin I.A., Litvinenko S.A., Solovyov V.A., Kamenev A.R. Measurement of low velocities of subglacial currents at different depths of Lake Teletskoye. *Polzunovsky Almanac*. 2021;4:39–42 (in Russian).
- Sutorikhin I.A., Vinokurov Yu.I., Vinokurova G.V., Kirillov V.V., Litvinenko S.A., Robertus Yu.V., Soloviev V.A. Hydrophysical Researches of Manzherokskoye Lake Water After Dredging. *Proceedings SPIE12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 123414J. doi:10.1117/12.2644897
- 9. Zuev V.V., Kurakov S.A., Sutorikhin I.A. et al. Autonomous multichannel measuring complex for recording meteorological and hydrophysical parameters. Measurement, control, informatization. *Mater. XV International Scientific-Technical Conf. Barnaul, AltGTU Publishing House.* 2014. P. 186. (in Russian).
- 10. Report on the state and protection of the environment of the Altai Republic in 2019 / Ed. Yu.V. Robertus. Gorno-Altaisk: 2019. 120 p. (in Russian).

Об авторах

- СУТОРИХИН Игорь Анатольевич, главный научный сотрудник ИВЭП СО РАН, ведущий научный сотрудник ФИЦ ИВТ доктор физико-математических наук, профессор, ORCID: 0000-0003-3029-7215, Scopus AuthorID: 12789775100, WoS ResearcherID: I-9333-2018, SPIN-код (РИНЦ): 6819-2512, e-mail: sia@iwep.ru
- КИРИЛЛОВ Владимир Викторович, заведующий Лабораторией водной экологии ИВЭП СО РАН, кандидат биологических нук, доцент, ORCID: 0000-0001-9626-7153, Scopus AuthorID: 35233910500, WoS ResearcherID: I-9333-2018, SPIN-код (РИНЦ): 7749-7710, e-mail: vkirillov@iwep.ru
- ЛИТВИНЕНКО Светлана Александровна, младший научный сотрудник ИВЭП СО РАН, кандидат технических наук, SPIN-код (РИНЦ): 8426-5747, e-mail: gsa@iwep.ru
- СВИРИДОВ Роман Константинович, лаборант ИВЭП СО РАН, e-mail: roman-sviridov@outlock.com
- СОЛОВЬЕВ Виталий Андреевич, старший преподаватель кафедры ИТ АлтГТУ им. И.И, Ползунова, ORCID: 0000-0002-8856-5094, Scopus AuthorID: 56121765000, SPIN-код (РИНЦ): 3957-9951, e-mail: solvitali@mail.ru
- ФЕТТЕР Глеб Витальевич, младший научный сотрудник ИВЭП СО РАН, ORCID: 0000-0002-1313-7730, Scopus AuthorID: 57224525966, WoS ResearcherID: LKO-1902-2024, SPIN-код (РИНЦ): 4505-3833, e-mail: gleb_fetter@mail.ru

ПАМЯТИ МАКСИМА АНАТОЛЬЕВИЧА РОДИОНОВА

(14.11.1980 - 02.09.2024)

2 сентября скоропостижно ушел из жизни заведующий Лабораторией оптики океана и атмосферы Санкт-Петербургского филиала Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН кандидат физико-математических наук Максим Анатольевич Родионов.

Максим Анатольевич родился 14 ноября 1980 г. в г. Ленинграде. В 2004 г. окончил математико-механический факультет СПбГУ по специальности «Механика, прикладная математика» и в этом же году пришёл на работу в Санкт-Петербургский филиал Института океанологии в Лабораторию оптики океана и атмосферы. В 2013 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук по специальности «Океанология» на тему «Исследование возможностей лидарной диагностики гидрофизических полей на основе гидрологических и гидрооптических измерений в северных морях России» под руковод-



ством д. ф.-м. н. И.М. Левина. В основу диссертации легли исследования, направленные на разработку аппаратуры и методики измерения показателя ослабления света морской водой, результаты большого количества гидрооптических исследований в Арктических морях России, а также результаты расчетов лидарных изображений внутренних волн в наблюдаемых условиях. Сформулированные в диссертационной работе технические требования легли в основу разработки серии морских радиометрических лидаров судового и авиационного базирования, выполненной в Лаборатории оптики океана и атмосферы совместно с Лабораторией оптики океана ИО РАН (г. Москва).

Максим Анатольевич более 10-ти лет возглавлял оптическую лабораторию Санкт-Петербургского филиала ИО РАН, прилагая значительные усилия к организации научных исследований, в первую очередь, с использованием лидаров. Под его руководством были организованы и успешно проведены экспедиции в Черное, Баренцево, Карское, Охотское моря и в Авачинский залив полуострова Камчатка. Он был участником многих морских экспедиций. В последние годы Максим Анатольевич внес значительный вклад в организацию международных конференций, проводившихся в Санкт-Петербурге, в частности, конференции «Современные проблемы оптики естественных вод (ONW)», собиравшей ведущих специалистов в области оптики океана. Во многом благодаря усилиям Максима Анатольевича были установлены тесные творческие связи Лаборатории оптики океана и атмосферы с Лабораторией оптики океана ИО РАН (г. Москва) и с Лабораторией оптических методов ИПФ РАН (г. Нижний Новгород). Это сотрудничество вылилось в многочисленные совместные исследования и публикации. За плодотворную работу Максим Анатольевич в 2016 г. был награждён Почётной грамотой Российской академии наук.

Максим Анатольевич был ярким представителем ученых Санкт-Петербургской гидрооптической школы, посвятив свою жизнь гидрооптическим исследованиям. Его отличала доброжелательность и преданность делу. Усилиями Максима Анатольевича в Лаборатории сформировалась по-настоящему творческая атмосфера.

Максим Анатольевич запомнится добрым, искренним и преданным науке человеком. Память о нем навсегда сохранится в наших сердцах. Коллеги и друзья скорбят вместе с родными и близкими Максима Анатольевича. Его безвременный уход в самом расцвете творческих сил — огромная потеря, которую невозможно восполнить.

Коллеги, друзья, близкие, редакционная коллегия журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика»